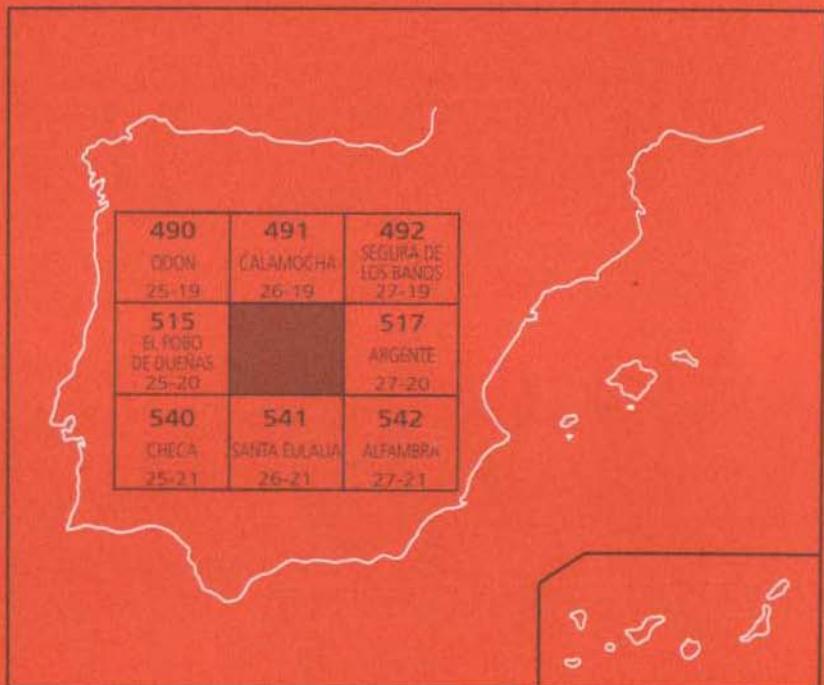




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie. Primera edición



MONREAL DEL CAMPO



Instituto Geológico
y Minero de España

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA
Escala 1:50.000

**MONREAL DEL
CAMPO**

Segunda serie. Primera edición 1983
Reimpresión 2002

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la COMPAÑÍA GENERAL DE SONDEOS, S.A. dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Cartografía: A. Olivé (C.G.S.), A. Hernández (C.G.S.), E. Moissenet (Univ. París), G. Pardo (Univ. Zaragoza) y J. Villena (Univ. Zaragoza).

Geomorfología: A. Olivé y M. Gutiérrez (Univ. Zaragoza).

Formaciones superficiales: A. Olivé y A. Hernández.

Secciones estratigráficas: A. Olivé, A. Hernández, C. Puigdefábregas (Univ. Barcelona) y J. Giner (Univ. Barcelona).

Petrografía y sedimentología de Laboratorio: M.J. Aguilar (C.G.S.).

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

Macropaleontología: Ammonites y Braquiópodos: A. Goy (Univ. Madrid) y M.J. Comas (Univ. Madrid). Micromamíferos: R. Adrover (Univ. Lyon).

Laboratorios: C.G.S. y Estratigrafía de Madrid.

Memoria: A. Olivé, A. Hernández y J.M. Portero con la colaboración de E. Moissenet, M. Gutiérrez (Geomorfología), M.J. Aguilar y M.C. Leal.

Coordinación y dirección por C.G.S.: J.M. Portero (C.G.S.).

Dirección y supervisión: V. Gabaldón (I.G.M.E.).

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

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

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid

Web: <http://www.igme.es>

ISBN: 84-7840-455-4

Depósito Legal: M-34519-2002

NIPO: 241-97-002-3

Primera Edición 1983

Reimpresión 2002

0 INTRODUCCIÓN

La hoja de Monreal del Campo se sitúa en la Cordillera Ibérica y administrativamente pertenece en su totalidad a la provincia de Teruel.

Topográficamente se caracteriza por la presencia de una amplia zona llana situada en el centro de la hoja que corresponde al valle del Jiloca con cotas alrededor de los 950 m, y flanqueada, al Oeste y al Este, por áreas de relieve accidentado que alcanzan cotas próximas a los 1.500 m.

Prácticamente el único curso fluvial permanente es el río Jiloca que, instalado en un amplio valle, atraviesa totalmente la hoja con un trazado rectilíneo de dirección S-N. Existen abundantes ramblas y arroyos de circulación intermitente tributarios de la arteria principal.

La densidad de población es bastante baja destacando Monreal del Campo, Torrijo del Campo y Ojos Negros como principales núcleos. La economía en la región es fundamentalmente agrícola existiendo también algunas manchas forestales dispersas.

Desde el punto de vista geológico la región estudiada se sitúa en el Sistema Ibérico o Sistema Celtibérico (TRICALINOS, 1928, LOTZE, 1929). El Sistema Ibérico está limitado por las Cuencas terciarias del Tajo (al suroeste), Duero (al noroeste) y Ebro (al noreste) y está constituido fundamentalmente por una amplia gama de materiales, que van desde el Precámbrico más superior hasta el Paleógeno continental,

deformados según una dirección general NO-SE (Directriz Ibérica) con vergencias al SO en la parte occidental y hacia el NE en la oriental de la cordillera. También se observan estructuras de dirección NE-SO (Directriz Guadarrama) y NNE-SSO. Se conservan numerosas Cuencas internas llenas por sedimentos continentales del Neógeno en disposición subhorizontal o suavemente deformados y basculados, entre las que destacan las de Calatayud-Teruel y Teruel-Alfambra orientadas según la directriz Ibérica y la NNE-SSO.

La evolución tectónica y sedimentaria de la Cordillera, a partir del Pérmico, se ajusta al modelo propuesto por ALVARO *et al.* (1978) constituyendo un Aulacógeno posteriormente comprimido y deformado durante las fases Alpinas (IGME 1980).

Tradicionalmente el Sistema Ibérico se divide en dos ramas: Aragonesa o Bilibitana (que incluye también la Sierra de la Demanda) y Castellana separadas por la Cuenca terciaria de Calatayud-Teruel. Esta división se basa en las analogías que presentan entre sí los sedimentos mesozoicos en cada una de ellas. (RIBA, 1959). Por lo que respecta al Paleozoico LOTZE (1929) distingue entre las Cadenas Ibéricas Orientales y Occidentales a uno y otro lado de la citada Cuenca.

Algunos autores (GUTIÉRREZ MARCO 1980) proponen que la división de las Ramas Aragonesa y Castellana tenga su límite en el borde occidental de los afloramientos del Ordovícico situados en el SO de Daroca, cuyas alineaciones se prolongan por las hojas de Calamocha (26-19), Used (25-18) y Ateca (25-17). Tal propuesta se basa en las analogías que presentan entre sí los materiales paleozoicos a uno y otro lado de la Cuenca de Calatayud-Teruel y en las diferencias de los mismos con los equivalentes del resto del Sistema Ibérico.

La morfología de la región tiene un claro control estructural con desarrollo de relieves tabulares ("Páramos") sobre gran parte del Neógeno. El valle del Jiloca tiene un origen tectónico reciente. Sobre el Paleozoico y Mesozoico se desarrollan relieves estructurales, suavizados, debidos a la alternancia de capas plegadas duras y blandas.

Aparte de los métodos usuales en los estudios estratigráficos y tectónicos regionales y en el levantamiento de mapas geológicos, se han utilizado técnicas de nueva aplicación en la metodología del MAGNA, siguiendo el pliego de condiciones técnicas del proyecto. El estudio estratigráfico se ha completado con un análisis sedimentológico de campo y laboratorio, tanto en series terrígenas como carbonatadas.

Las dataciones del Terciario continental se apoyan en el estudio de microvertebrados fósiles obtenidos mediante el lavado, tamizado de grandes masas de sedimentos.

Se han elaborado también mapas geomorfológicos de tipo morfográfico y de depósitos superficiales a escala 1:50.000, de los que se incluyen en la presente memoria una reducción a escala aproximada de 1:100.000.

1 ESTRATIGRAFÍA

En la hoja de Monreal del Campo afloran materiales que pertenecen al Ordovícico inferior (Arenigiano), Triásico, Jurásico, Cretácico, Eoceno superior, Oligoceno, Mioceno, Plioceno y Cuaternario (figs.1 y 2).

1.1 ORDOVÍCICO

Sobre el Ordovícico de la zona destacan los trabajos de RIBA (1959), SACHER (1966) y VILLENA (1971, 1976).

1.1.1 Fm. Cuarcita Armoricana. Cuarcitas y areniscas pizarrosas (1). Arenigiano

Afloran exclusivamente en la esquina suroeste de la hoja, en las proximidades de Villar del Salz. Forman relieves importantes y los afloramientos son parciales.

Sólo están representados los términos superiores de la formación, que han sido estudiados en la sección de Villar del Salz (x: 783.400; y: 677.650). En ella se reconocen los 90 m del techo de la unidad, formada por cuarcitas en bancos de 0,40 m a 1 m, con intercalaciones de niveles de escasos centímetros de potencia de areniscas cuarcíticas, y en menor proporción limolitas. Hacia el techo disminuye la potencia de los bancos, pasando a niveles centimétricos. Normalmente son orto-cuarcitas de colores blanquecinos y marrón rojizos, con granos subredondeados de tamaño arena fina a media, muy bien clasificados, sin apenas matriz y cemento bien desarrollado de cuarzo en crecimientos secundarios, con bordes interpenetrados por presión-solución. Los minerales accesorios son círcón, turmalina y rutilo. Suelen presentar estratificación cruzada de gran escala de tipo tabular (ocasionalmente en surco) y tener morfología de barras. En algunos tramos la bioturbación es muy intensa borrando cualquier tipo de estructuras anteriores. En algunos bancos se encuentran cantos subredondeados de cuarcita dispersos en la matriz arenosa. En los niveles de granulometría menor a veces se observan laminaciones paralelas y *ripples* con arcillas de decantación en los surcos (*flaser*). Los niveles superiores tienen un aspecto lajeado con estructura interna de *ripples*, siendo nula o poco importante la bioturbación. Las cuarcitas se han interpretado como barras litorales (s.a.).

Contienen pistas atribuibles a *Scolithus* y en zonas próximas de *Cruciana*, y se datan como Arenigiano por encontrarse regionalmente Yacimientos de Graptolites y/o Trilobites, por encima y por debajo de la formación que datan el Llanvirniano y Tremadociense respectivamente.

1.2 TRIÁSICO

Sobre el Triásico de la zona destacan los trabajos llevados a cabo por RIBA (1959),

VILLENA (1971) y RAMOS (1979). También son muy numerosos los trabajos de índole petrográfica, aparecidos en la década de los 70, sobre el Muschelkalk y Keuper. Desde el punto de vista estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico destaca el informe del IGME (1980).

1.2.1 Conglomerados, areniscas y lutitas (2). Facies Buntsandstein

Afloran de forma muy incompleta. En el borde SO de la hoja, cerca de Villar del Salz, generalmente se encuentran cubiertos por depósitos pliocuaternarios. Otras manchas de reducidas dimensiones son el afloramiento de areniscas al oeste de Villafranca del Campo y el afloramiento situado en el borde sur de la hoja, al SE de la localidad citada anteriormente.

En ningún caso ha sido posible levantar una sección de detalle, ya que la calidad de los afloramientos y el recubrimiento lo impide.

En los afloramientos situados en la mitad occidental de la hoja, se pueden distinguir los tres tramos que caracterizan a esta unidad.

El tramo intermedio está constituido por areniscas de grano medio a fino, localmente de grano grueso, a veces con cantos dispersos, con intercalaciones de limolitas rojas. Son litarkosas con matriz sericítica y cemento silíceo y/o ferruginoso. Los minerales accesorios son: turmalina, circón y rutilo.

El tramo superior está formado por lutitas rojas con intercalaciones de areniscas.

1.2.2 Dolomías y calizas (3). Facies Muschelkalk

El informe del IGME (1980), divide la Facies Muschelkalk en cuatro unidades lito-lógicas que de muro a techo son:

- 1) Dolomías y limos.
- 2) Dolomías en capas gruesas.
- 3) Dolomías en capas finas.
- 4) Alternancia de margas y dolomías.

En la hoja de Monreal del Campo, los afloramientos no permiten hacer una división tan detallada. Por una parte las manchas cartografiadas en la unidad suroccidental, son de pequeña extensión y con recubrimientos pliocuaternarios que enmascaran los afloramientos. Por otro lado, en las proximidades de Rubielos de la Cerida (borde E. de la hoja), hay un afloramiento de pequeña extensión, pero que ha permitido levantar la columna de Rubielos de la Cerida (x: 809.700; y: 687.900). En ella se distinguen 40 m que deben corresponder al tramo de dolomías masivas + dolomías tableadas, de los cuales los 10 inferiores son de margas y arcillas del

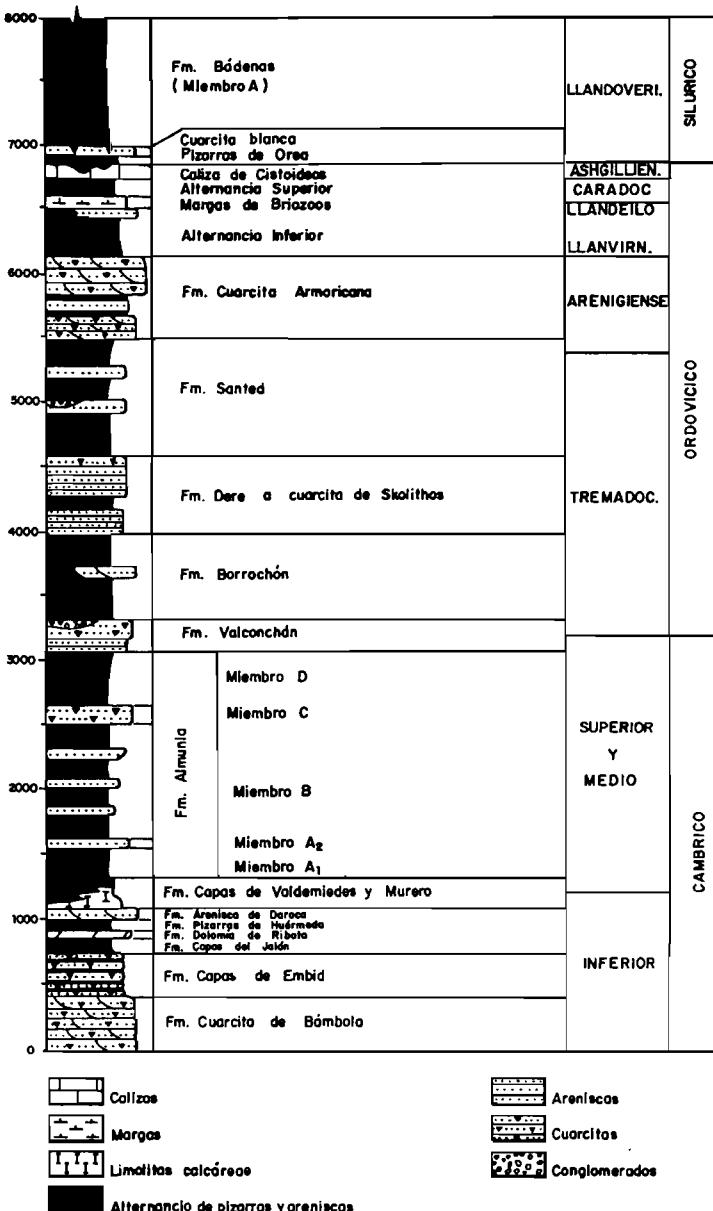


Fig. 1.- Columna estratigráfica sintética del Cámbrico-Ordovícico

Keuper. El resto lo constituyen dolomías brechoides y masivas, con un tramo intercalado de dolomías tableadas y laminadas, en capas centimétricas, de tonos negruzcos y muy recristalizadas. En la base y a techo de la unidad, destacan cristales milimétricos bipiramidales de cuarzos blancos. Al microscopio corresponden a dolomías con textura densa, de grano medio, con distintos tamaños de cristal, formando bandeados ondulados, y algún nivel de dolomícrita recristalizada finamente, con zonas irregulares alargadas de recristalización más gruesa, que podrían marcar sombras de Algas, con distribución paralela. Localmente engloban sílex.

Se encuentran estructuras de laminación estromatolítica con las láminas rotas o no, porosidad fenestral y *ripples* de oscilación.

Se interpretan como depósitos de llanura de mareas (intermareal alto a supramareal).

1.2.3 Arcillas, margas varioladas y yesos (4). Facies Keuper

Aparece siempre muy recubierta por derrubios y coluviones, formando los núcleos de *combes* complejas y arrasadas. No ha podido ser estudiado en ninguna columna estratigráfica.

Está constituido fundamentalmente por arcillas abigarradas (rojas, verdes, grises, etc.), yesos con texturas secundarias (fibrosos, nodulosos, alabastinos), existen algunos niveles de margas y dolomías. Es bastante frecuente la presencia de un nivel de arenas finas de potencia métrica hacia la parte media de la unidad. Regionalmente, es característica la presencia de minerales de tipo autigénico: aragonitos, jacintos de Compostela, tervelítos.

Los materiales de la Facies Keuper se depositaron en una llanura próxima al litoral, que temporalmente sufría pequeñas transgresiones marinas, que dejaban sedimentos de llanura de marea. En esta llanura se desarrollaban lagos efímeros, semejantes a las playas o *sebkhas* continentales (yesos). Esporádicamente la llanura estaría surcada por pequeños canales (IGME, 1980).

La unidad es normalmente azoica, sólo se han encontrado lumaquelas con pequeños lamelibranquios en niveles dolomíticos presentes en la hoja de Ateca (25-17).

Se le atribuye tentativamente una edad Triásico superior probablemente Noriense.

1.3 TRIÁSICO SUPERIOR Y JURÁSICO

El Jurásico de este sector de la cordillera Ibérica ha sido estudiado desde muy antiguo destacando los trabajos de TRICALINOS (1928), RIBA (1959), VILLENA (1971), VILLENA *et al.* (1971), GOY *et al.* (1976), YÉBENES (1973) y GÓMEZ *et al.* (1979).

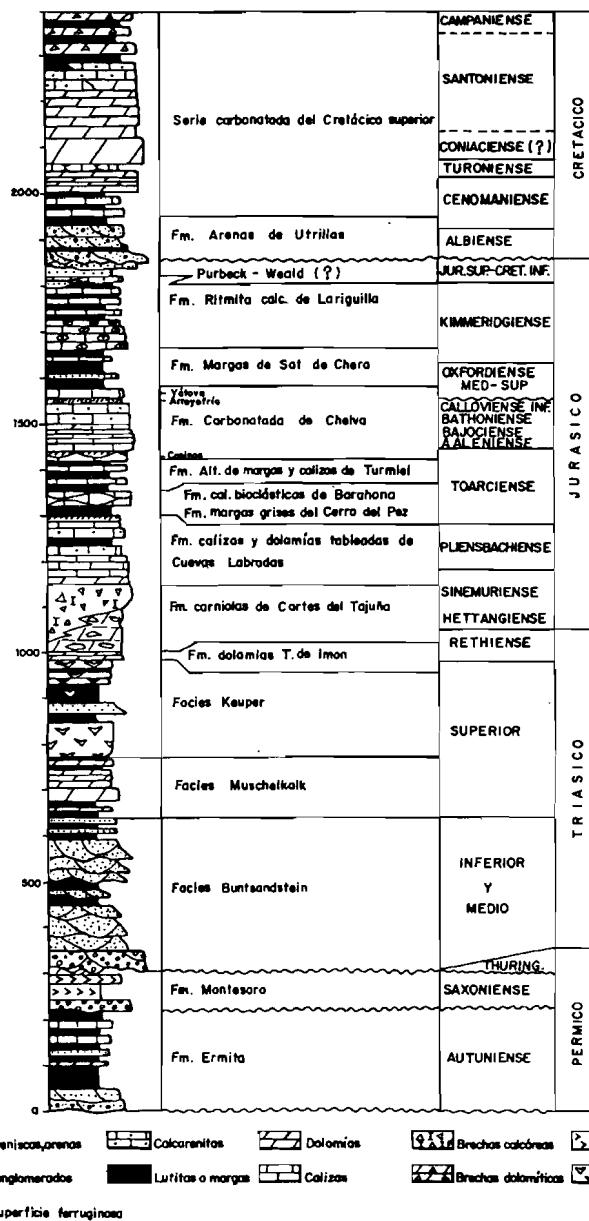


Fig. 2.- Columna estratigráfica sintética del Pérmico, Triásico, Jurásico y Cretácico

En los trabajos de GOY *et al.* y GÓMEZ *et al.* se definen varias unidades litoestratigráficas que convenientemente agrupadas constituyen las unidades cartográficas distinguidas en la hoja.

1.3.1 Fm. Dolomías tableadas de Imón. Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña. Carniolas y brechas calco-dolomíticas. Dolomías tableadas en la base (15). Rathiense-Hettangiense-Sinemuriense inferior medio

Esta unidad cartográfica aflora en forma de manchas aisladas en diversos puntos de la hoja. Por otra parte, en el cuarto sur-occidental aflora a lo largo de la Rambla del Valle y en las proximidades de Villar del Salz. En el borde nororiental, en los alrededores de Rubielos de la Cerida. En otros puntos forman manchas aisladas de escasa continuidad; como en Villafranca del Campo, y en la corrida de Jurásico de los alrededores de Bueña.

Morfológicamente forman parte de las zonas internas de *combes* complejas, en otras ocasiones se encuentra arrasada por las superficies de erosión pliocena.

Ha sido estudiada parcialmente en la sección de Villafranca a Villar del Salz (x: 789.980; y: 678.400), en la que aparecen los términos de brechas, con un espesor de 60 m.

El miembro “Carniolas” y la formación inferior de “Dolomías de Imón” no presentan características favorables para el levantamiento de secciones estratigráficas.

De muro a techo se encuentran las siguientes litofacies:

En la vecina hoja de Calamocha (26-19) la Fm. Dolomías de Imón, viene dada por dolomías grises, tableadas en capas de orden centímetro que suelen presentar laminación paralela, *ripples* de oscilación, estromatolitos y ocasionalmente moldes de evaporitas. Al microscopio son microdolomías finamente recristalizadas, con tendencia peletoide y reliquias de laminación estromatolítica. También aparecen doloesparitas. Contienen fantasmales de Equinodermos y Lagénidos (*Frondicularia* sp.). Tiene un espesor del orden de 10-15 metros.

Regionalmente se consideran como depósitos de *lagoon* y llanura de mareas en condiciones algo hipersalinas (*tidal/flat-lagoon*).

En la Fm. Carniolas de Cortes del Tajuña se distinguen dos litofacies o miembros:

— Miembro Carniolas. Son dolomías vacuolares, masivas aspecto brechoide con colores pardo amarillentos y rojizos, que presentan una potencia variable de más de 50 metros.

Este miembro ha sufrido transformaciones diagenéticas muy complejas y de gran

importancia. Muy probablemente debió tratarse de un depósito originalmente carbonatado pero con frecuentes niveles de evaporitas intercalados, cuya disolución dio origen a la brechificación y aspecto vacuolar de las "carniolas".

Se interpretan como depósitos de "lagoon" restringido hipersalino.

— El miembro Brechas, se encuentra en parte en cambio lateral con las "carniolas" y tiene espesores muy variables, habiéndose medido unos 60 m y 85 m en la hoja colindante de Calamocha. Son brechas calcáreo-dolomíticas masivas, de aspecto caótico, sin clasificación, con los clastos en contacto o flotando en la matriz (*clast y mud supported*).

Presentan una gran variedad de clastos: calizas y Dolomías laminadas, "carniolas", calizas bioclásticas, etc. Normalmente son angulosos y de menos de 40 cm de diámetro. El estudio microscópico revela que han sufrido procesos complejos de recristalización, disolución y cementación.

Según GINER (1980) en zonas próximas situadas al Este (Montalbán, Prades, Ariño, etc.), la presencia de *slumpings*, olistolitos, secuencias con granoclasificación y cicatrices erosivas y las fuertes variaciones de espesor, han permitido interpretar estas brechas como tectosedimentarias, ligadas a la actuación de las fracturas tardihercínicas que controlan la evolución de la Cuenca Jurásica. Esta etapa de fracturación ha sido reconocida en amplios sectores del Thetys durante el Hettangiense.

Por lo que respecta al conjunto de la unidad cartográfica puede afirmarse que es prácticamente azoica o carece de fósiles con valor cronoestratigráfico. De modo tentativo puede indicarse que las Dolomías tableadas de Imón pertenecen al Triásico superior, debiendo situarse el límite Triásico-Jurásico dentro de las Carniolas de Cortes del Tajuña.

1.3.2 Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas. Calizas y calizas dolomíticas (6). Sinemuriense superior (6). Pliensbachiense

Los afloramientos más importantes se encuentran en los alrededores de Rubielos de la Cerida, Bueña y entre Villafranca del Campo y Villar del Salz en donde se encuentran arrasados por la superficie de erosión pliocena, así como diversas manchas entre Villafranca del Campo y Monreal, donde forman pequeños relieves residuales.

Para su estudio se ha levantado la columna estratigráfica de Bueña (x: 803.500; y: 680.750), donde esta unidad alcanza los 160 m.

De muro a techo se pueden distinguir:

— 20 m. Calizas grises (biomicritas) en bancos de 0,30 m a 1 m con restos de

Crinoides, Lamelibranquios y algún Ostrácono. Están ligeramente microbandeadas, aspecto peletoide por recristalización y ordenación paralela de los bioclastos.

— 80 m. Calizas y calcarenitas generalmente en bancos de 0,40 m a 1 m, con tramos intercalados de aspecto tableado. Menos frecuentes son los tramos nodulosos. A 10 m del techo las calizas contienen nódulos de sílex. Se observan laminaciones paralelas y con menos frecuencia *ripples* de oscilación. Al microscopio son calcarenitas con predominio de intrasparitas, intraosparitas e intrapelmicritas. Se caracterizan por estar formados de intraclastos (fragmentos de Lamelibranquios y Crinoides) e intraclastos micríticos, con cemento pelicular y drusiforme de esparita. Algunos intraclastos micríticos tienen carácter algáceo. En ocasiones, además del cemento esparítico puede haber zonas con matriz micrítica, otras veces, pasan progresivamente a intrapelmicritas bandeadas con estratificación gradada terminando en micritas compactas onduladas de carácter estromatolítico.

— 47 m. Calizas tableadas y calizas margosas grises, con margas en la base. Algunos tramos se encuentran muy bioturbados. Son micritas y biomicritas (Lamelibranquios, Crinoides, etc.) cuyos bioclastos suelen estar orientados paralelamente y alguno de ellos silicificado.

— 13 m. De los cuales los 5 m de la base son calcarenitas beige que a techo terminan en un nivel oolítico. El resto del tramo es una alternancia de margas y calcarenitas con frecuentes costras limonitzadas y niveles con concentración de fauna, que nos indican interrupción en la sedimentación. Son intraosparitas con intraclastos micríticos y oolitos poco evolucionados cementados por esparita sintaxial y drusiforme. También, parte de los bioclastos están silicificados en el techo, los clastos están ferruginizados e incluidos en matriz micrítica.

La unidad corresponde a depósitos de *lagoon* y llanura de mareas con episodios de barras y canales.

Se ha clasificado: *Lingulina* cf. *tenera* BORN., *L. pupa* (TERQ.), *Involutina liassica* (JONES), *Lituosepta* cf. *recoarensis* CATI, *Haurania* cf. *amiji* HENSON, *Pseudofenderina* cf. *butterlini* (BRUN), *Pseudocyclammina liasica* HOTT, *Hungarella amalthei* (QUEENS), *H. contractula* TRIEB. y *Procytheridea vermiculata* APOST.

La asociación pertenece al Pliensbachiense inferior (Carixiense).

La macrofauna recogida ha permitido clasificar: *Squamirhynchis* aff. *squamiplex* (QUENSTEDT), *Squamirhynchis* sp. *Squamirhynchis?* sp., "Rhynchonella" sp., *Spiriferina hartmanni* (ZIETEN), *Protogrammoceras monestieri* FISCHER, *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON), "Terebratula" *thomarensis* CHOUFFAT. Danan a esta formación como comprendida entre Sinemuriense superior y el Domeriense inferior.

1.3.3 Fm. Margas grises de Cerro del Pez. Fm. Calizas bioclásticas de Barahona. Calizas bioclásticas, margas en la base (7). Pliensbachiense (Domeriense)

Aflora en las mismas zonas que la unidad anterior, aunque la calidad de los afloramientos es inferior por estar frecuentemente cubierto por derrubios.

Han sido estudiadas en las columnas de Bueña (x: 803.500; y: 680.750) y Aguatón (x: 806.350; y: 676.200), esta última situada en el borde norte de la hoja de Sta. Eulalia (26-21).

La parte inferior de la unidad cartográfica está constituida por la Fm. Margas grises del Cerro del Pez que en la sección de Bueña tiene 14 m y 10 m en la de Aguatón. Son margas grises con intercalaciones de 0,20 m a 0,40 m de calizas arcillosas, *mudstones* y *wackstones* bioclásticos (biopelmicritas con restos de Crinoides y Braquiópodos, con ordenación paralela en una matriz recristalizada, peletoide, con óxidos de hierro disperso). Contienen *Lingulina pupa* (TERQ.), *L. tenera* BORN, *Krausella lanceolata* APOST. En cuanto a la macrofauna: *Protogrammoceras cf. Iusitanicum* CHOUFFAT MOUTERDE, *Plesiothyris verneuili* (DESLONGCHAMPS), *Aulacothyris resupinata* (SOWERBY), *Zeilleria* (*Zeilleria*) sp., *Zeilleria* (*Zeilleria*) *mariae meridiana* DELANDE, *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON), "Terebratula" *thomarensis* CHOUFFAT, *Gibbirhynchis thorncombensis* (BUCKMAN), que datan un Domeriense inferior (Pliensbachiense superior).

La Fm. superior de "Calizas Bioclásticas de Barahona" alcanza los 40 m de potencia en la sección de Aguatón. Está formada por calizas bioclásticas, a veces nodulosas de color pardo a pardo-anaranjado, estratificadas en capas de orden decimétrico (5-40 cm) que rara vez alcanzan 1 m de potencia. Ocasionalmente se encuentran juntas margosas. En la sección de Bueña hay un nivel con nódulos de sílex, siendo frecuente encontrar los fósiles silicificados. La bioturabación es prácticamente constante en todo el tramo. Normalmente son *packstones* bioclásticos, biomicritas ricas en fragmentos de Crinoides y Braquiópodos, algunos ligeramente ferruginizados, con cierta ordenación paralela, en matriz micrítica recristalizada finamente, con parches irregulares de disolución/precipitación de calcita. También biopelmicritas con bioclastos silicificados y matriz recristalizada, peletoide con parches de calcita de disolución/precipitación. Existe cierta ordenación de bioclastos. Contienen abundantes restos de Braquiópodos, Lamelibranquios, Equinodermos, Ostrácodos y escasos Foraminíferos como Lagénidos y Ammodiscidos. En la hoja de Monreal del Campo contienen: *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON), "Terebratula" *thomarensis* CHOUFFAT, *Gibbirhynchis northamptonensis* (DAVIDSON), *Emaciaticeras* sp, *Spiriferina alpina falloti* CORROY, *Spiriferina alpina* OPPEL, *Zeilleria* (*Zeilleria*) *quadrifida* (LAMARCK) (forma bicónica), *Zeilleria* (*Zeilleria*) sp., *Aulacothyris resupinata* (SOWERBY), *Lobothyris* cf. *subpunctata* (DAVIDSON), (en DELANCE), 1969, *Lobothyris* cf. *punctata arcta* DUBAR, *Tetrarhynchia subconcinna* (DAVIDSON), "Rhynchonella" *dumbletonensis* DAVIDSON (en DUBAR, 1931) que datan un Domeriense superior (Pliensbachiense).

Las "Margas de Cerro del Pez" se depositaron en una plataforma abierta en condiciones normales de salinidad (Ammonites y Braquiópodos). Las "Calizas Bioclásticas de Barahona" representan también condiciones de plataforma abierta de menor profundidad que las margas y corresponde a depósitos de barras y dunas bioclásticas (*Shoals*). En conjunto la unidad cartográfica constituye por si sola una megasecuencia de tipo *shoaling upward* de mayor a menor profundidad.

1.3.4 Fm. Alternancia de Margas y Calizas de Turmiel. Alternancia de margas y calizas arcillosas (8). Toarciente

Los principales afloramientos están situados en la zona de Bueña Aguatón, en la zona de Rubielos de la Cerida, y en los afloramientos jurásicos de Villar del Salz. Normalmente se encuentran afectados por una fuerte regularización y recubiertas por depósitos de ladera muy recientes. La columna estratigráfica a la que vamos a hacer referencia está situada en el borde norte de la vecina hoja de Santa Eulalia (26-21) citada en el apartado anterior, y donde alcanza una potencia de 94 m.

Son margas y arcillas de colores grises y verdes con niveles decimétricos de calizas arcillosas. Hacia el techo la importancia de los niveles de caliza va aumentando hasta hacerse dominantes. Las calizas son biomicritas con pequeños fragmentos de Braquiópodos y microfilamentos, con cierta orientación paralela en matriz micrítica finamente recristalizada. Contienen fauna abundante. Ammonites, Belemnites, Braquiópodos, Lamelibranquios, Equinodermos, Esponjas y abundante microfauna.

Las margas levigadas contienen Lagénidos como: *Falsopalmula deslongchamsi* (TERQ.), *Cytherina longuemari* (TERQ.), *Nodosaria fontinensis* TERQ. y los Ostrácodos: *Cytherella toarcensis* BIZON, *Procytheridea sermoisensis* APOST.

Las muestras de macrofauna han permitido reconocer la existencia de las siguientes zonas de Ammonites:

Zona *serpentinus* (Toarciente inferior): *Dactylioceras* sp., *Hildaites* sp., *Cenoceras* sp., *Spiriferina alpina falloti* CORROY, *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON), *Lobothyris punctata arcta* DUBAR, *Sphaeroidothyris dubari* DELANCE, "*Terebratula*" *jauberti* DESLONGCHAMPS, "*Terebratula*" *perfida* CHOIFFAT, *Homoeorhynchis batalleri* (DUBAR), *Homoeorhynchis meridionalis* (DESLONGCHAMPS), *Stolmorrhynchis bouchardi* (DAVIDSON), "*Rhynchonella*" cf. *dumbletonensis* DAVIDSON (en DUBAR, 1931).

Zona *Variabilis* (Toarciente medio): *Pseudogrammoceras aratum* (BUCKMAN), *Haugia* sp., *Podagrosites* cf. *Latescens* (BUCKMAN), *Pseudomercaticeras* sp.

Zona *Insigne* (Toarciente superior): *Gruneria* cf. *grunerii* (DUMORTIER), *Dumortieria* sp., *Pseudolillia* sp., *Homoeorhynchis* cf. *cynocephala* (RICHARD).

Muestras sueltas recogidas en la zona de Bueña ha demostrado la existencia del Toarcieno superior, zonas Insigne, Pseudoradiosa y Aalensis.

Los depósitos de esta Fm. se han interpretado como de plataforma abierta a cuenca con salinidad normal y señalan el máximo transgresivo durante el Lías.

1.3.5 Fm. Carbonatada de Chelva. Calizas tableadas, calizas nodulosas en la base, calizas con esponjas a techo (9). Toarcieno superior-Oxfordiense

Aflora con bastante extensión en el cuarto oriental de la hoja, así como en la zona de Villar del Salz (esquina SO de la hoja). En la descripción de esta unidad se hace referencia a la columna de Aguatón, citada en los apartados anteriores.

Dentro de esta unidad se distinguen los siguientes tramos. El inferior, denominado "Calizas nodulosas de Casinos" está definido por 10 m de calizas y calizas arcillo-sas de aspecto noduloso en capas de 5 a 30 cm con intercalaciones de margas. A techo hay un nivel de concentración de fauna fosfatada, que refleja una interrup-ción en la sedimentación. Las calizas son biomicritas ricas en microfilamentos, restos de Crinoides y en menor proporción Braquiópodos y Foraminíferos. Conservan textura de microestratificación paralela.

El tramo situado encima tiene 100 m de potencia y está formado por un conjunto de calizas y calcarenitas tableadas grises y beige, bien estratificadas en capas de 0,10 a 0,40 m, con algunos bancos cerca de la base de potencia aproximada 1 m, con ocasionales juntas margosas y frecuentes niveles de nódulos de sílex a veces con glauconita dispersa. Son biomicritas ricas en microfilamentos, restos de Crinoideos y en menor proporción Braquiópodos y Foraminíferos. La matriz es micrítica que puede estar muy recristalizada en calcita de tamaño grueso. Conservan textura de microestratificación paralela.

Encima se sitúa un tramo de 35 m de calizas oolíticas grises, calcarenitas, calizas bioclásticas, a veces dolomitizadas, en capas de 0,20 a 0,80 m. Los bancos de calizas oolíticas suelen alcanzar potencias de 1,5 m y conservan en la parte superior la morfología de barras. Son intraosparitas con fragmentos de Crinoides, oolitos bien desarrollados, intraclastos micríticos, otros recristalizados, otros son agrega-dos de oolitos. El cemento es de calcita drusiforme y sintaxial, de tendencia poiki-lotópica.

Encima hay un nivel de 0,80 m de calcarenita de oolitos ferruginosos ("Oolitos ferruginosos de Arroyofrío") que marca el hiato Calloviense-Oxfordiense.

El tramo superior de 9 m de potencia ("Calizas con Esponjas de Yátova") está for-mado por calizas gris oscuras con abundantes restos de bivalvos y esponjas pla-nas, estratificadas en capas de 0,20 a 0,50 m, y de aspecto noduloso por altera-ción. Son biomicritas con zonas irregulares impregnados por óxido de hierro y glauconita.

Las margas levigadas contienen: *Eothrix alpina* LOMB, *Globochaete alpina* LOMB., *Protopeneroplis striata* WEYN SCH, *Trocholina alpina* LEUP, "Microfilamentos", *Pseudocyclammina* cp.

Las muestras de macrofauna han permitido reconocer las siguientes zonas de Ammonites:

Zona Murchisonae: *Brasilia gigantea* (BUCKMAN), *Brasilia similis* (BUCKMAN), *Dundrythyris perovalis* (SOWERBY).

Zona Subfurcatum: *Garantiana (Garantiana) baculata* (QUENSTEDT), *Caumontisphinctes* cf. *aplous* (BUCKMAN), *Spiroceras* sp., *Leptosphinctes* sp., *Bsjocisphinctes?* sp., *Sphaeroidothyris sphaeroidalis* (SOWERBY), *Morrisithyris* aff. *amoena* (SEIFERT), *Stiphrothyris?* sp.

Pertenecientes al Oxfordiense superior: *Orthosphinctes (Pseudorthosphinctes)* cf. *alternatus* ENAY, *Orthosphinctes* cf. *polygyratus* (REINECKE), *Perisphinctes* (Dichotomoceras) sp., *Clochiceras* (Glochiceras) sp., *Glochiceras (Lingulaticeras)* sp.

Los materiales del Miembro Casinos se interpretan como un depósito de plataforma en régimen de circulación abierta y representan una débil regresión con respecto a la Fm. Turmiel. Para una correcta interpretación sedimentológica este tramo debe incluirse en el ciclo superior del Liásico, formado por las "Margas de Turmiel" y el "Miembro Casinos".

Las calizas tableadas se depositaron en una plataforma normalmente abierta. Localmente aparecen niveles oolíticos que constituyen episodios de barras.

Las calizas oolíticas se interpretan como depósitos de margen de plataforma con formación de barras y canales. A techo del tramo se produce una interrupción en la sedimentación que queda marcada por el tramo de "oolitos ferruginosos de Arroyofrío" (hiato Calloviano-Oxfordiense).

"Las calizas con esponjas de Yátova" se depositaron en una plataforma poco profunda.

1.3.6 Fm. Margas de Sot de Chera. Margas grises, niveles de areniscas calcáreas y calizas arcillosas (10). Oxfordiense-Kimmeridgiense

Aflora en las zonas de Bueña-Aguatón, esquina sureste de la hoja, y en Ojos Negros, en el borde Oeste.

La columna estratigráfica de detalle se ha realizado en la hoja de Sta. Eulalia cerca de Aguatón. Está formada por 65 m de margas gris azuladas, de aspecto hojoso,

con intercalaciones de calizas margosas y areniscas micáceas. Hacia el techo de la formación hay un aumento progresivo de las capas de calizas arcillosas, generalmente bioclásticas, en capas de 0,6 m.

Las areniscas (litarkosas) son de grano fino subanguloso formado por cuarzo (35%), feldespato (20%), moscovita (5%), biotita, y fragmentos de rocas calizas micríticas (10%) y cemento de carbonatos. Presentan microestratificación paralela.

La formación contiene numerosos Lagénidos y se han clasificado. *Epistomina mosquensis* VHLIG, E., cf. *stelligera* (REUSS), *Astacolus tricarinella* REUSS, *Trochammina inflata* (MONTAGU). Que datan una edad Oxfordiense.

El ambiente en el que se han depositado estos materiales se ha interpretado como de plataforma abierta a cuenca (GINER 1980).

1.3.7 Ritmita calcárea de Loriguilla. Alternancia de calizas arcillosas y calizas; calizas oncolíticas y margas (11). Kimmeridgiense

Aflora en la zona de Bueña-Aguatón, y ha sido estudiada con detalle en la columna de Aguatón, citada en apartados anteriores.

En esta unidad se han diferenciado dos litofacies que de muro a techo son:

— Calizas con oncolitos y oolitos: En la citada columna de Aguatón, afloran 22 m de calcarenitas oolíticas y oncolíticas en capas de escasos centímetros a 0,30 m. El aspecto externo es tableado, y en la parte media se intercalan algunas margas. Presentan estratificaciones cruzadas de gran escala, con morfología de barras. Los sedimentos están intensamente bioturbados. Al microscopio las calizas son intraoosparitas formadas por oolitos micríticos, a veces compuestos, y granos revestidos (todos ellos de carácter algáceo), cementados por calcita drusiforme con algunas zonas irregulares de micrita. Pasan hacia el techo del tramo a biomicritas formadas por fragmentos de Coralarios y Rudistas, con grandes oncolitos algáceos (a veces complejos), y matriz micrítica con algunos granos de cuarzo fino. Algunos bioclastos presentan bordes o impregnaciones ferruginosas.

Contiene numerosos fragmentos de Políperos, Equinodermos, Moluscos y Algas. Los Foraminíferos son: Lituólidos, Involutínidos, Lagénidos y Verneuilínidos. Se ha clasificado: *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT), *Everticyclammina virguliana* (KOECHLIN), *Labyrinthina mirabilis* (WEYNS), *Pseudocyclammina lituus* (YOCOY) y entre las algas: *Bacinella irregularis* RADOICIC. Definen el Kimmeridgiense medio.

Se interpretan como depósitos de barras (*Oolithic sand shoal*).

— Fm Ritmita calcárea de Loriguilla (s.s) en la zona de Aguatón, está formada por

60 m sin que el techo sea visible, de calizas en capas desde pocos centímetros a 0,15 m, con intercalaciones esporádicas de niveles oolíticos, con bases canalizadas, y laminaciones paralelas y laminaciones cruzadas de *ripples*. Al microscopio son micritas arcillosas, con limo de cuarzo (5-15%), trazas de fósiles, con lenticulas finas de óxido de hierro. La matriz suele estar microbandeada y presenta laminaciones paralelas.

Se han clasificado "Microfilamentos" cortos y escasos Lagénidos (*Epistomina* sp.), Ophthalmididos.

El ambiente de sedimentación de esta formación es el de una plataforma abierta (GINER 1980).

1.3.8 Fm. Calizas con Oncolitos de Higueruelas. Calizas oncolíticas y arenas (12). Kimmeridgiense medio-superior

Esta unidad aflora únicamente en los alrededores de Ojos Negros, donde se ha levantado la columna estratigráfica Ojos Negros (x: 783.650; y: 684.300), donde alcanza una potencia de 42 m. Por encima se sitúan discordantemente las arenas de la Fm. Utrillas.

Desde el punto de vista litológico se pueden diferenciar tres conjuntos.

El inferior está constituido en la base por calizas pisolíticas en bancos de hasta 1,2 m, y a techo por arenas blancas y amarillentas con arcillas grises. En las calizas se observan niveles con concentración de fauna y costras ferruginizadas y en las arenas estratificación cruzadas y bioturbación. Las calizas son Intraosparitas con fragmentos de Coralarios y Lamelibranquios, con pisolitos algáceos, grandes oolitos (1 cm), intraclastos de intrabimicritas, Crinoides, y *Lenticulina*. Cemento de esparita drusiforme. Las areniscas son de granos de tamaño medio de cuarzo y feldespato muy sustituido por carbonato, cementados por calcita poikilitica.

El medio está formado por calizas oolíticas y pisolíticas y calizas lumaquéticas, generalmente de aspecto masivo. Hay algunos niveles intercalados de limos con cantos de cuarcita de hasta 2 cm de diámetro. Cerca de la base se encuentran restos vegetales. Termina el tramo con una superficie o costra ferruginosa. Al microscopio son biomicritas y biomicritas con intraclastos contenido Miliólidos, Lamelibranquios, Foraminíferos y Coralarios. Los intraclastos son micríticos y se presentan en zonas irregulares con cemento parcial de esparita. En los niveles inferiores hay dolomitización parcial y en los superiores señales de dedolomitización, con posible relación con las cortezas ferruginosas observadas en campo.

El superior está formado por arenas débilmente cementadas de tonos blanquecinos y amarillentos, a veces masivas, otras laminadas, con niveles esporádicos de cantos de cuarcita de hasta 4 cm con cantos blandos a techo de los bancos y frag-

mentos de madera con intercalaciones de arcillas gris verdosas, y a techo calizas con cantos de cuarzo oolitos y pisolitos, en bancos de 0,3 a 0,5 m. Las areniscas son de grano variable (desde fino a grueso), de cuarzo, feldespato (muy sustituidos por carbonatos), con circón, turmalina, opacos, biotita y moscovita y cemento poikilotópico de calcita. Las calizas son intrabiosparitas formadas por grandes intraclastos de calizas oolítico-pisolíticas, fragmentos de Lamelibranquios, Crinoídes y Coralarios, con grandes oncolitos algáceos, y algunos oolitos ferruginizados. El cemento es de esparita drusiforme y sintaxial.

En conjunto la unidad de Oncolitos de Higueruelas del perfil de Ojos Negros tiene mayor contenido en aportes terrígenos que la misma unidad en otros puntos de la Cordillera situados más hacia el Sur y Sureste. Se interpretan como depósitos de *laggon* con fuerte influencia terrígena del continente.

El contenido en organismos constructores es abundante con fragmentos de Políperos, Bociozoos, Equinodermos, Moluscos y Algas calcáreas constructoras. Los Foraminíferos son Lituólidos e Involutínidos. De interés bioestratigráfico se ha clasificado: *Protopeneroplis cibrans* (WEYNS), *Conicos pirillina basiliensis* (MOHLER), *Everticyclammina virguliana* (KOECH), *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT), *Pseudocyclammina lituus* (YOKOY), *Rectocyclammina chouberti* HOTT., que caracterizan el Kimmeridgiense medio.

1.4 CRETÁCICO

En la hoja de Monreal del Campo los materiales cretácicos más antiguos pertenecen a la "Fm. Arenas de Utrillas", que reposan discordantes sobre distintos términos del Jurásico, sin que se haya detectado la presencia de "Facies Weald" y sedimentos Aptienses, que aparecen en otros puntos del Sistema Ibérico.

Los trabajos más importantes sobre el Cretácico de la región son los regionales de RIBA (1959), VILLENA (1971), destacando además los de AGUILAR *et al.* (1971), que definen formalmente la Fm. Arenas de Utrillas, MOJICA *et al.* y MOJICA (1977 y 1979), precisan el límite Cenomanense-Turonense mediante Ammonites en la zona de Nuévalos y Alhama de Aragón, MELENDEZ *et al.* (1980) estudian la sedimentología de los materiales carbonatados del Cretácico superior de Nuévalos (hoja 25-17 Ateca). En el informe del IGME (1980) se realiza un exhaustivo estudio de la sedimentología, paleogeografía y evolución tectónica del ciclo alpino en un sector de la Cordillera situado inmediatamente al Oeste de nuestra hoja.

Aflora con bastante extensión en el cuadrante noroccidental de la hoja, sin que se haya podido realizar un estudio detallado dentro de la hoja. Para estos afloramientos haremos referencia a la columna de Villalba de los Morales E (x: 790.500; y: 698.100) situado en la hoja de Calamocha (26-19).

Otros afloramientos situados al Este de Monreal del Campo, han sido reconocidos con detalle en la sección estratigráfica Cerro de la Cautiva (x: 803.850; y: 687.500).

1.4.1 Fm. Arenas de Utrillas. Arenas, arenas conglomeráticas y arcillas (13). Albiense-Cenomaníense inferior

Sus materiales se encuentran generalmente muy recubiertos y afloran en las vertientes bajo los escarpes que forman los materiales duros del Cretácico Superior.

Se ha estudiado en la sección del Cerro de la Cautiva, donde alcanzan 60 m. de potencia.

Se trata de una alternancia de niveles de arenas a veces algo cementadas de granulometría variada (desde fino a grueso), subangulosas a subredondeadas, con abundantes clastos de cuarzo dispersos o concentrado en niveles, en capas de potencia irregular desde varios centímetros a algunos metros, y lutitas de colores pardos rojizos y pardos.

Las arenas son arkosas preferentemente, formadas por granos de cuarzo, feldespato potásico (15-20%), alterados, parcial o casi totalmente sustituidos por carbonatos. Algunos granos de fragmentos de rocas cuarcíticas (5%), reliquias de matriz poral caolinítica, y cemento, también residual poropelicular de óxido de hierro. En los tramos inferiores el cemento es de caolinita poikilotópica; en los superiores el cemento es de dolomita ferrosa, en grandes cristales poikilotópicos, siendo menos importantes en estos niveles los procesos de corrosión/sustitución. Como accesorios, turmalina, moscovita desflecada.

Presentan morfología tabular, a escala de afloramiento, estratificación cruzada de gran escala, con niveles de gravas concentradas en cicatrices internas y dispersas en los sets. Otros niveles tienen base ligeramente erosiva y estratificación cruzada de gran escala y bajo ángulo.

El ambiente sedimentario se asimila al de un modelo fluvio-deltaico sometido al influjo de las mareas (submareal), es decir un delta destructivo reelaborado en parte por las mareas en una paleogeomorfología de estuario constituido por el pasillo del Aulacógeno celtibérico (ver capítulo 2 TECTÓNICA).

No se han encontrado restos de fósiles, lo que podría ser explicado por la gran influencia de aguas dulces continentales de pH ácido que impedirían y dificultarían el desarrollo de vida marina y en último caso serían responsables de la "disolución" de los carbonatos orgánicos.

1.4.2 Areniscas, areniscas calcáreas lumaquéticas, limos, arcillas y margas con Ostreidos (14). Cenomaníense-Turoníense

Litológicamente es muy compleja. En la columna del Cerro de la Cautiva tiene una potencia de 65 m de los cuales los 40 m inferiores están constituidos por una alternancia de areniscas generalmente de aspecto masivo y de grano fino amarillentas

y pardas, limos y arcillas grises, y niveles de calizas arenosas lumaquáticas y el resto por calizas arenosas bioclásticas, dolomías laminadas y alguna intercalación margosa, de aspecto noduloso, con superficies erosivas, estratificaciones cruzadas de gran escala, laminaciones de *ripples* y laminaciones estromatolíticas. A techo hay una superficie o costra ferruginosa.

Las areniscas están mal clasificadas, son de grano fino a grueso, con estratificación lenticular, con bandas de grano fino cementadas por chamosita-limonita (con rombos dispersos de dolomita ferrosa) y bandas de grano más grueso con cemento poikilitico de dolomita ferrosa. Además de granos de cuarzo, contienen feldespato potásico (15%) y glauconita accesoria.

Los tramos calcáreos son biomicritas ricas en Lamelibranquios y Equinodermos, a veces alternando con pasadas de oobiomicritas, terminando en una lumaquela con microestratificación paralela, con cemento drusiforme de calcita. En algún nivel se aprecia depósito de hierro chamosítico entre las conchas de Lamelibranquios.

Las margas por levigación han dado una microfauna abundante en: Gasterópodos, Ostrácodos, Oogonios de Characeas y Foraminíferos aglutinantes. Se han clasificado: *Buccicrenata subgoodlandensis* (VANDERP), *Ammobaculites subcretaceus* CUSH, y ALEX, las Characeas: *Atopochara multivolvis* PECK, *Sphaerochara* sp., y los Ostrácodos: *Dolocytheridea bosquetiana* JONES y PINDE, *Schuleridea jonesiana* (BOSQUET). Conjunto de microfósiles que definen el Cenomaniense.

En los niveles calcáreos se reconocen: Ostreidos, Lamelibranquios, Ostrácodos, Gasterópodos, Serpúlidos, Algas Dasycladáceas y abundantes Foraminíferos de los que se han clasificado: *Praealveolina* cf. *iberica* REICHEL, *Charentia* cf. *cuvillieri* NEUM., *Flabellammina alexanderi* CUSH., *Permocalculus inopinatus* ELLIOT.

Se interpretan como depósitos relativamente someros (de litorales a llanura de mareas), con fuerte influencia terrígena del continente, en los niveles inferiores.

1.4.3 Dolomías y calizas dolomíticas bien estratificadas (15). Turoniense

Afloran en el cuarto noroccidental de la hoja, donde se encuentran intensamente arrasadas por la superficie de erosión del Plioceno.

En la columna de Villalba de los Morales se han medido 46 metros de dolomías tableadas, con algunos bancos masivos sobre todo a techo. Tienen aspecto brechoideo y coloraciones grises amarillentas. Son micritas microdolomíticas más o menos recristalizadas. Suelen presentar laminación paralela y estromatolítica, con las láminas rotas o no, y abundante bioturbación hacia la base. Los últimos 8 metros vuelven a ser tableados y son dolomías de grano grueso en la base. Se reconocen laminación estromatolítica y *ripples*.

La unidad comprende los tramos de dolomías tableadas y calizas nodulosas de las hojas de Odón (25-19), Used (25-18) y Ateca (25-17).

Estos materiales se han depositado en una llanura de mareas. El rasgo más sobresaliente es la dolomitización.

Las muestras estudiadas sólo contienen sombras de Ostrácodos, Lamelibranquios y Gasterópodos. La asignación de la edad se hace por correlación con las hojas vecinas.

1.4.4 Dolomías (16). Coniaciense-Santoniente

Aflora en el cuarto noroccidental de la hoja. Normalmente la unidad se encuentra arrasada por la superficie de erosión pliocena. En los relieves residuales existentes en la misma da origen a resalte morfológicos.

En la columna de Villalba de los Morales se han medido 147 metros, divisibles en dos tramos.

— 50 m de dolomías masivas de aspecto brechoide, normalmente de aspecto súcrico. Es un tramo asimilable al de dolomías masivas con Rudistas de las hojas colindantes, aunque aquí no se han reconocido restos fósiles por la intensa dolomitización.

—97 m de dolomías tableadas de tonos blanco-amarillentos a salmón, en capas de 5 a 40 cm. Son dolomías cristalinas con cristales de tamaño medio. Hacia el techo pasan a calizas dolomíticas (*mudstones-wackstones*).

Por el conocimiento regional se interpreta su ambiente de depósito como de una plataforma somera restringida sin que se pueda precisar más debido a la dolomitización. La edad se atribuye por correlación y posición estratigráfica.

1.4.5 Calizas y dolomías con Miliólidos (17). Santoniente

Generalmente se encuentran arrasadas por la superficie de erosión pliocena.

En Villalba de los Morales se han medido 72 metros sin llegar al techo.

Son calizas grises tableadas en capas de 0,2 a 0,5 metros que a veces presentan estratificación ondulada, hacia el techo aparece algún banco dolomitizado. Son *mudstones* y *wackstones-packstones* que al microscopio se revelan como biomictitas con grandes Miliólidos.

Los niveles situados por encima del corte de Villalba son más detriticos (*grainstones*) y suelen alternar con margas en capas decimétricas. Son intrabiosparitas.

En algunos casos pueden reconocerse en los bancos calizos morfologías de barras y canales.

Estos materiales se han depositado en una plataforma interna restringida con episodios poco importantes de barras (*bioclastic sand shoal*) hacia el techo.

En la base del tramo se encuentran en las láminas Ostrácodos, Miliólidos y Discórbidos. Se han clasificado: *Stensionia* aff. *surrentina* TORRE, *Rotalia* sp. y *Ophthalmidium* sp.

Hacia el techo aparecen Rudistas, Algas y sobre todo Miliólidos y Ataxophrágmidos entre los que se han clasificado: *Abrardia mosae* (HOFKER), *Periloculina zittelli* MUNCHALM., *Idalina antiqua* D'ORB., *Accordiella* cf. *conica* FARINACI, *Monteschiiana* cf. *martiqueae* AUB. COS. y GEND. y *Minouxia lobata* GENDROT, que indican un Santoniense.

Las intrabiomicritas superiores contienen Ostrácodos, Gasterópodos, Miliólidos y Discórbidos, destacando: *Nummofallopia cretacea* (SCHLUMB), *Moncharmontia apenninica* DE CASTRO, *Stensionia surrentina* TORRE y *Rotatina* cf. *cayeuxi* que indican un probable Santoniense.

1.4.6 Dolomías tableadas y dolomías masivas (18). Turoniente-Santoniense

Esta unidad aflora en la mitad oriental de la hoja, y comprende las unidades 15, 16 y 17 descritas anteriormente y que afloran en el cuadrante noroccidental. La intensa dolomitización de esta unidad no permite la correlación de facies entre ambos afloramientos.

En la columna del Cerro de la Cautiva alcanza 150 m de dolomías blanco-rosadas y grises, tableadas y masivas, generalmente con estratificación difusa, con niveles intercalados brechoides. Generalmente la dolomitización ha borrado las estructuras preexistentes, no obstante en ocasiones se observan laminaciones paralelas y *ripples* de oscilación.

En general, son dolomías de grano grueso, con dedolomitización avanzada, sombras de Lamelibranquios y Equinodermos o dolomías de grano fino, con microestratificación ondulada estromatolítica? A veces las dolomías presentan vacuolas de disolución y cementación poikilitica de calcita. En alguna muestra hay glauconita.

Se han reconocido sombras de Rudistas, Ostrácodos, Equinodermos, Lamelibranquios y algunos Foraminíferos como: Lituólidos y Ataxophrágmidos, sin interés cronoestratigráfico. La edad se ha atribuido por posición estratigráfica.

Estos materiales se han depositado en una plataforma somera con desarrollo esporádico de construcciones arrecifales.

1.4.7 Calizas dolomíticas y dolomías brechoides (19). Santoniense-Campaniense (?)

Afloran muy recubiertas en la zona noroccidental de la hoja.

Dan origen a terrenos llanos o suavemente ondulados en los que aparecen resaltos morfológicos debidos a los bancos calizos intercalados.

El espesor es muy difícil de evaluar pero indudablemente excede de los 100 metros.

Alternan margas y margas dolomíticas blanquecinas y gris verdosas con niveles decimétricos y métricos de dolomías brechoides y calizas, dominando estas últimas en las partes medias y altas de la serie. Se trata de una unidad de base muy dia-crónica por cambio lateral con la unidad subyacente. Son biomicritas, biopelmicritas, oointramicritas, etc. En las que ocasionalmente se observa laminación paralela y estromatolítica, cantos negros debidos a edaficaciones de lodos micríticos, rhizocreciones etc.

Las microfacies son muy semejantes a las de las calizas de la unidad (17). Es frecuente encontrar asociados, Foraminíferos, Ostrácodos y Algas claramente marinas con Characeas de hábitat lacustre, que indican una edad Santoniense o Senoniense indiferenciado. Algunas parecen claramente lacustres.

Estos materiales se han depositado en una plataforma somera, muy restringida, en un ambiente de lagoon semicerrado con gran influencia de aguas dulces del continente. Representan los términos más regresivos del Cretácico en la región.

Por las microfacies encontradas sólo podemos asegurar la existencia de Santoniense pero no se puede descartar la posibilidad de que estén representados el Campaniense e incluso el Maastrichtiense y términos del Paleoceno.

1.5 TERCIARIO

Se trata de sedimentos continentales, que se encuentran ampliamente representados en el ámbito de la hoja, y donde se han reconocido materiales atribuibles al Paleógeno y Neógeno.

Los primeros afloran en el cuadrante suroriental de la hoja, a lo largo de una franja en la zona de Bueña y Aguatón. Están constituidos por conglomerados, margas y calizas de edad Eoceno superior-Oligoceno. Sobre los que se sitúa discordantemente otra masa de conglomerados atribuibles al Oligoceno superior-Mioceno inferior.

Los sedimentos miocenos se localizan en el ángulo noroccidental y en el borde

oriental de la hoja y están representados por conglomerados, limolitas, margas y calizas.

El Plioceno se encuentra ampliamente representado en la zona ocupando una ancha franja asociada al valle del Jiloca, así como en la región al Oeste de Monreal del Campo. Se trata de sedimentos detríticos, conglomerados y limolitas fundamentalmente, en buena parte asociados a morfologías de glaciares.

Siguiendo las normas del pliego de condiciones técnicas del proyecto se ha realizado un mapa de formaciones superficiales, una reducción del cual se incluye en la presente memoria y en el que se han señalado todos los depósitos a partir del Plioceno. En los apartados correspondientes a la descripción de cada unidad se hace referencia a la sigla que le corresponde en la leyenda del citado mapa de formaciones superficiales.

1.5.1 Conglomerados calizos (20). Eoceno superior. (U. Conglomerados de Aguatón)

Afloran en el ángulo suroriental de la hoja, en la zona de Aguatón, constituyendo un fuerte relieve situado al Oeste del pueblo.

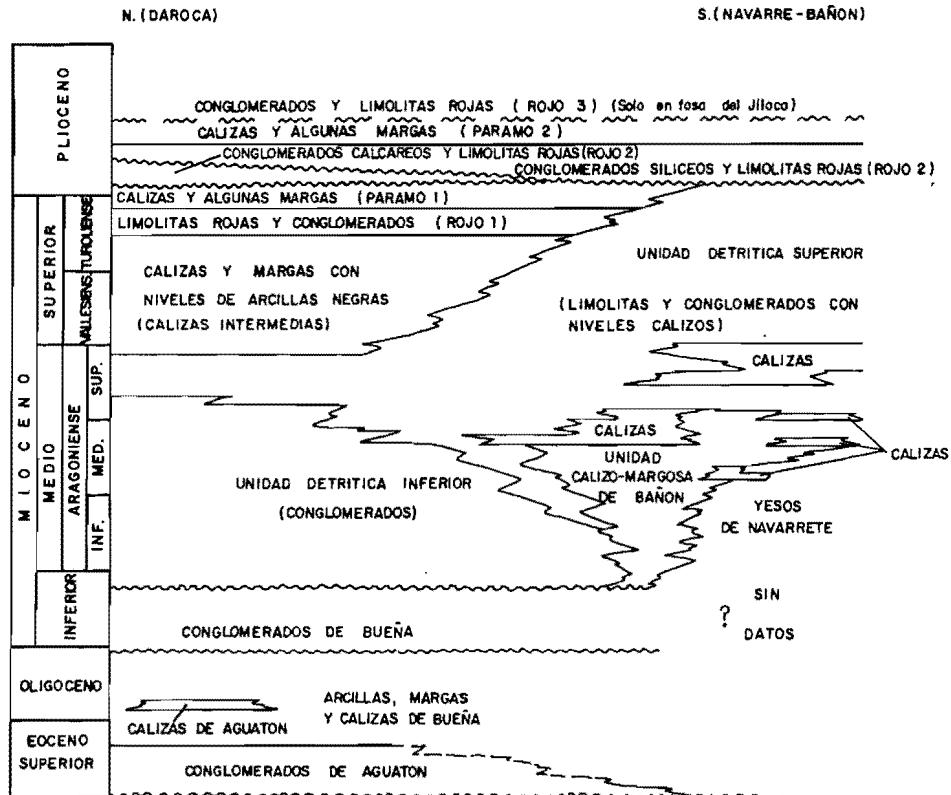
Se trata de un potente conjunto superior a los 300 m, de conglomerados de cantes calcáreos, muy verticalizados, que se sitúa discordantemente sobre materiales jurásicos. Los clastos son bastante redondeados y presenta algunas intercalaciones limosas y margosas amarillentas y grisáceas.

El hecho de que solamente aparezcan estos conglomerados sobre el borde occidental del sinclinal de Bueña-Aguatón, parece indicar que se trataría de un surco relleno fundamentalmente desde ese borde, y las características del depósito podría señalar un aporte de tipo cono de deyección o abanico aluvial.

Este tramo es continuación del conglomerado amarillo de la Sierra Palomera, datado como Eoceno superior (MOISSENET, E., com. pers.), por lo que en esta hoja se le ha asignado esa misma edad.

1.5.2 Margas, arcillas y calizas (21 y 22). Eoceno superior-Oligoceno inferior. (U. arcillas, margas y calizas de Bueña y calizas de Aguatón)

Sobre los conglomerados descritos en el apartado anterior y, en parte, como cambio lateral de facies, se localizan, en la misma zona, un conjunto que alcanza una potencia próxima a 100 m de margas, arcillas y calizas (21), constituyendo, estas últimas, en ocasiones, niveles cartográficos (22), y con alguna intercalación conglomerática.



Esquema de distribución de facies del Terciario

Se trata de una unidad de tonos ocres, amarillentos y blanquecinos, que ocupa una posición topográfica deprimida, constituyendo el relleno del valle que se extiende entre Aguatón y Bueña, y que se sitúa discordante sobre el Jurásico en el borde oriental del afloramiento.

Las calizas son, generalmente, arcillosas, frecuentemente contienen sílex y Gasterópodos y, en ocasiones, presentan laminación paralela posiblemente de origen algal.

Su depósito debe corresponder a medios lacustres y/o palustres con episodios detríticos intercalados relacionables con facies distales de abanicos.

En niveles margosos correspondientes a esta unidad se ha localizado (MOISSE-NET, E.) una flora de Characeas en la que se ha determinado: *Harrisichara tuberculata* (LYELL y GRAM8.), *Nitellopsis (Tectochara) meriani* GRAMB. et SOUL. y *Psilochara aff. repanda* GRAMB. que indican el paso Eoceno-Oligoceno.

1.5.3 Conglomerados y limolitas rojas (23). Oligoceno superior-Mioceno inferior. (U conglomerados de Bueña)

Discordante sobre las unidades anteriormente descritas y sobre materiales jurásicos y cretácicos aparecen, en la misma zona, un conjunto de más de 100 m de potencia, de conglomerados dominanteamente de clastos calcáreos, casi todos procedentes del Jurásico, subangulosos o subredondeados, con tamaños máximos del orden de los 50 cm.

Se disponen en capas separadas por niveles más arcillosos y se encuentran más o menos cementados por limos amarillentos y rojizos. En los tramos basales localmente el cemento es carbonatado. En algunos niveles arcillosos se ha observado la existencia de horizontes de paleosuelos tipo *pseudogley*.

Al Sur de Bueña esta unidad comienza con una zona, de escasa continuidad, de brechas de gran tamaño, compuestas por bloques de caliza jurásica que pueden alcanzar el medio metro cúbico, con un cemento calcáreo.

No existe criterio paleontológico para la datación de esta unidad si bien el hecho de superponerse a niveles eo-oligocenos nos permite suponerle una edad del Oligoceno superior a Mioceno inferior.

1.5.4 Conglomerados, limolitas, margas y calizas (24, 25 y 26). Ageniense sup.-Aragoniente medio. (U. detrítica inferior-U. calizo-margosa de Bañón)

Se localizan los afloramientos de estas unidades en los ángulos nororiental y suro-

riental de la hoja. Constituye parte del relleno de la Cuenca de Calatayud-Teruel y se sitúa discordantemente sobre distintos tramos mesozoicos (Triásico-Jurásico y Cretácico).

Se distinguen dos tipos de facies: conglomerados de borde que contienen cantos de calizas redondeados con intercalaciones de margas ocres (25) y margas y calizas blancas (24) que, en parte se sitúan por debajo y en parte en cambio lateral de las anteriores y en las que, en ocasiones, ha podido cartografiarse algún nivel calizo independiente (26).

Los conglomerados se localizan principalmente en las zonas de Alto Carrabañón, Cabezo del Lustal, Cerro de los Buitres y al Sur del Cerro de Mojón Blanco constituyendo fuertes relieves. Por el contrario los términos más finos se sitúan en los valles al Sur de Bañón (Ermita de San Lorenzo).

El medio sedimentario de deposición debe corresponder a zonas proximales de abanicos aluviales para los conglomerados y medio distales con episodios lacustres para los términos más finos.

La datación de esta unidad se ha hecho en base a los datos obtenidos en un nivel margoso en Bañón, situado en el borde sur de la vecina hoja de Calamocha, en donde se han determinado (ADROVER, R.) los siguientes micromamíferos: *Ligerimys antiquus* FAHLBUSCH, *Glirudinus modestus* (DEHM), *Pseudodryomys simplicidens* DE BRUIJN y *Prolagus vasconiensis* VIRET que indican una zona MN3 de la biozonación de MEIN (Aragoniente inferior). Los límites inferior y superior se han establecido por correlación con unidades similares en zonas próximas.

1.5.5 Limolitas rojas y conglomerados (27). Mioceno inferior-Plioceno Inferior

Se incluyen en esta unidad un conjunto de materiales detríticos aflorantes en el ángulo nor-occidental de la hoja que, al estar desconectados de los depósitos de la cuenca de Calatayud-Teruel y carecer de argumentos paleontológicos de datación, presentan un claro problema de correlación, no pudiendo asimilarlos a unidades ya definidas en la citada cuenca, por lo que hemos optado por incluirlos en esta unidad comprensiva.

Se apoyan discordantemente sobre sedimentos cretácicos y están constituidos por limolitas y arcillas rojas con paleocanales conglomeráticos intercalados. Estos canales tienen base erosiva y su potencia media se sitúa sobre los 2-3 m, teniendo una extensión lateral del orden de 10 m. Están formados por clastos redondeados de calizas y cuarcitas con matriz arenoso-límosa rojiza.

Deben corresponder a un medio de abanico aluvial medio distal con direcciones de aporte procedentes del Oeste y Noroeste.

Como ya hemos indicado no existen argumentos paleontológicos para la datación de esta unidad por lo que se ha incluido en esta unidad compresiva.

1.5.6 Conglomerados silíceos y limolitas rojas (28). Rusciñense-Villanyense. (U. Roja 3)

Se sitúa discordantemente sobre la unidad anterior en la zona noroccidental de la hoja, existiendo también pequeños afloramientos en la margen derecha del Jiloca sin que, en estos puntos, sea posible observar sobre que términos se sitúa.

Litológicamente son para conglomerados frecuentemente en depósitos de paleo-canal con abundante cemento carbonatado y secuencias positivas alterando con niveles de arenas y limolitas rojas. En conjunto la secuencia presenta tendencia estrato y granodecreciente hacia el techo.

Los conglomerados son fundamentalmente cuarcíticos, si bien en las zonas próximas a los bordes de la Fosa del Jiloca contienen porcentajes apreciables de clastos carbonatados, siendo muy frecuentes los óxidos de hierro. En ocasiones se localizan niveles carbonatados de calizas arenosas con matriz recristalizada por acción algal y/o edáfica.

Debe corresponder a un medio de abanico aluvial medio-distal con direcciones de aporte procedentes, en general, de los bordes de la Fosa.

Su atribución cronológica se realiza en función a sus relaciones con otras unidades datadas regionalmente.

1.5.7 Conglomerados mixtos sin cementar. Glacis (29). (MP₂) Villanyense

Se encuentran ampliamente representados en el ámbito de la hoja apareciendo asociados a morfologías de glacis.

Localizados en el valle del Jiloca, se sitúan en ambas márgenes, cubriendo una anchura superior a 8 km y prolongándose tanto en la hoja situada el Norte (Calamocha), como al Sur (Santa Eulalia).

Se trata, por tanto, de un importante proceso, generalizado en la zona, y que está relacionado con la Fosa del Jiloca, que queda rellena por estos materiales.

La litología es de gravas silíceas y carbonatadas con abundante matriz arenolímosa. Es frecuente la aparición en las zonas más proximales, de bloques más angulosos de hasta 0,5 m, así como encostramientos, en las zonas más distales, posiblemente relacionadas con oscilaciones del nivel freático.

CUADRO RESUMEN DE FORMACIONES SUPERFICIALES

Unidad, Cartog.	Interv. Espa. M.	Texture	Ambiente sedimentario	Excavabilidad y cementación	Posición fisiográfica topográfica	Orencia Erodabilidad	Riesgos	Cronología	Usos
F ₁ h	1-5	Gravas silíceas y/o carbonatadas	Fluvial Llanuras aluviales y fondos de vaguadas	Fácilmente excavable a excavable por medios mecánicos	Fondo de valle Terreno plano	Excesivamente drenado. Erosión hídrica moderada en surcos	Avenidas Inundaciones	Holoceno	Aridos
F ₂ h	1-3	Gravas silíceas y/o carbonatadas y limos			Cono de deyección. Pendiente cóncava. Terreno ondulado	Bien drenado Erosión hídrica moderada en surcos			
F ₃ h	1-2	Limos y arcillas con algunas gravas		No cementado	Planicie depri- mida. Terreno plano	Muy escasamente drenado. Erosión hídrica ligera laminar	Inunda- ciones	Pleisto- ceno	Agrícola
F ₄ h	1-4	Gravas y limos y arcillas	Abanico aluvial		Terreza Terreno plano	Moderadamente bien drenado Erosión hídrica ligera laminar			
F ₅ pt	1-20			Gravedad-Vertiente, coluviones	Pendiente cóncava. Terreno colinado	Bien drenado a excesivamente drenado. Erosión hídrica moderada a severa en surcos	Desliza- mientos	Holoceno	Agrícola
L ₁ pt	1-3	Arcilla y limo con materia orgánica. Gravas	Lacustre Fondos endorreicos		Fondo de valle y pendiente cóncava. Terreno plano a colinado	Erosión eólica moderada a suave	Desliza- mientos, avenidas e inundaciones	Plio-Pleis- toceno	Forestal
L ₂ pt	1-4	Limos y arcillas con niveles de gravas	Lacustre, Terra- zas fluvio- lacustres		Cementa- c. locales extremad.				Aridos
GR ₁ h	1-10	Gravas y bloques con matriz limo-arcillosa		Depósitos de glacis	Mesetas y pendientes cóncavas. Terreno plano a casi plano	Tenden- cia a la pedregosidad por defl. Eros. del suelo	Plioceno		
MP ₁ p-pt	1-10								
MP ₂ p	0,5-20	Gravas con matriz limo-arcillosa							

La potencia de la unidad, de la que no ha sido posible obtener cortes completos es, lógicamente, muy variable, no pudiendo establecerse por tanto un espesor medio.

En el mapa de formaciones superficiales que acompaña a la memoria corresponden a la sigla MP2p.

1.6 PLIOCENO SUPERIOR Y CUATERNARIO

Los sedimentos atribuibles al Cuaternario se encuentran ampliamente representados en el ámbito de la hoja, si bien en algunas ocasiones se ha prescindido de su representación, bien porque su importancia no fuera excesiva, o bien porque enmascararan el substrato en zonas en las que resultara más interesante la representación del mismo. Se han incluido también en este apartado algunos depósitos que por sus características específicas hemos considerado puedan también pertenecer, al menos en parte, al Plioceno.

Siguiendo el pliego de condiciones técnicas del proyecto se incluye en esta memoria un mapa de formaciones superficiales, haciendo referencia en cada apartado de descripción de unidades, a la sigla correspondiente en la leyenda de dicho mapa.

1.6.1 Brechas cuarcíticas sueltas y fangos (30) (MP1p-pt). Plioceno superior-Pleistoceno

Se sitúa esta unidad en el ángulo occidental de la hoja constituyendo el relleno de amplios valles de fondo plano y litológicamente compuesto por cantos dominante-mente cuarcíticos y matriz limo-arcillosa.

Por observaciones efectuadas en la vecina hoja de El Pobo de Dueñas podemos indicar que la alimentación de estos valles se produce por depósitos periglaciares, así como que su potencia es considerable pudiendo alcanzar los 20 m.

En el mapa de formaciones superficiales los depósitos asociados a esta unidad se han señalado con la sigla MP1 p-pt.

1.6.2 Conglomerados y brechas fundamentalmente calizos y fangos (31) (MP1p-pt). Plioceno superior-Pleistoceno

Corresponde esta unidad a una serie de afloramientos localizados en la zona oriental de la hoja, en las proximidades de Rubielos de la Cérida. Se trata de un conjunto de depósitos, aluviales, coluviales y de glacis no diferenciables a esta escala y que, por tanto, se han incluido en una sola unidad cartográfica.

La presencia de un nivel de glacis con características similares al descrito en el

apartado 1.5.7. nos induce a atribuir una edad más antigua a este conjunto haciéndolo extensivo al Plioceno superior.

Característico de esta unidad es el estar afectada por una tectónica muy reciente, pudiendo observar en esta zona incluso espejos de falla entre sedimentos mesozoicos y coluviales incluidos en esta unidad (Carretera de Rubielos de la Cérida).

En el mapa de formaciones superficiales estos depósitos se han indicado con la sigla MP1p-pt.

1.6.3 Conglomerados y brechas sueltas con matriz limo-arcillosa. Abanicos (32) (F5pt). Pleistoceno

Se localizan a lo largo de la falla que limita el borde oriental de la Fosa del Jiloca en la zona de Bueña.

Presentan una morfología de abanicos coalescentes que penetran desde el borde mesozoico y se derraman sobre el glacis villanyense, con una longitud total del orden de los 2 km.

Están formados por cantos y bloques de calizas mesozoicas en una matriz limo-arcillosa de tonos pardos.

En el mapa de formaciones superficiales corresponden a la sigla F5pt.

1.6.4 Limos con cantos dispersos y limos y arcillas con materia orgánica (33 y 34) (L1pt y L2pt). Pleistoceno

Se sitúan estas unidades en la zona centro occidental de la hoja, al SO de Monreal del Campo.

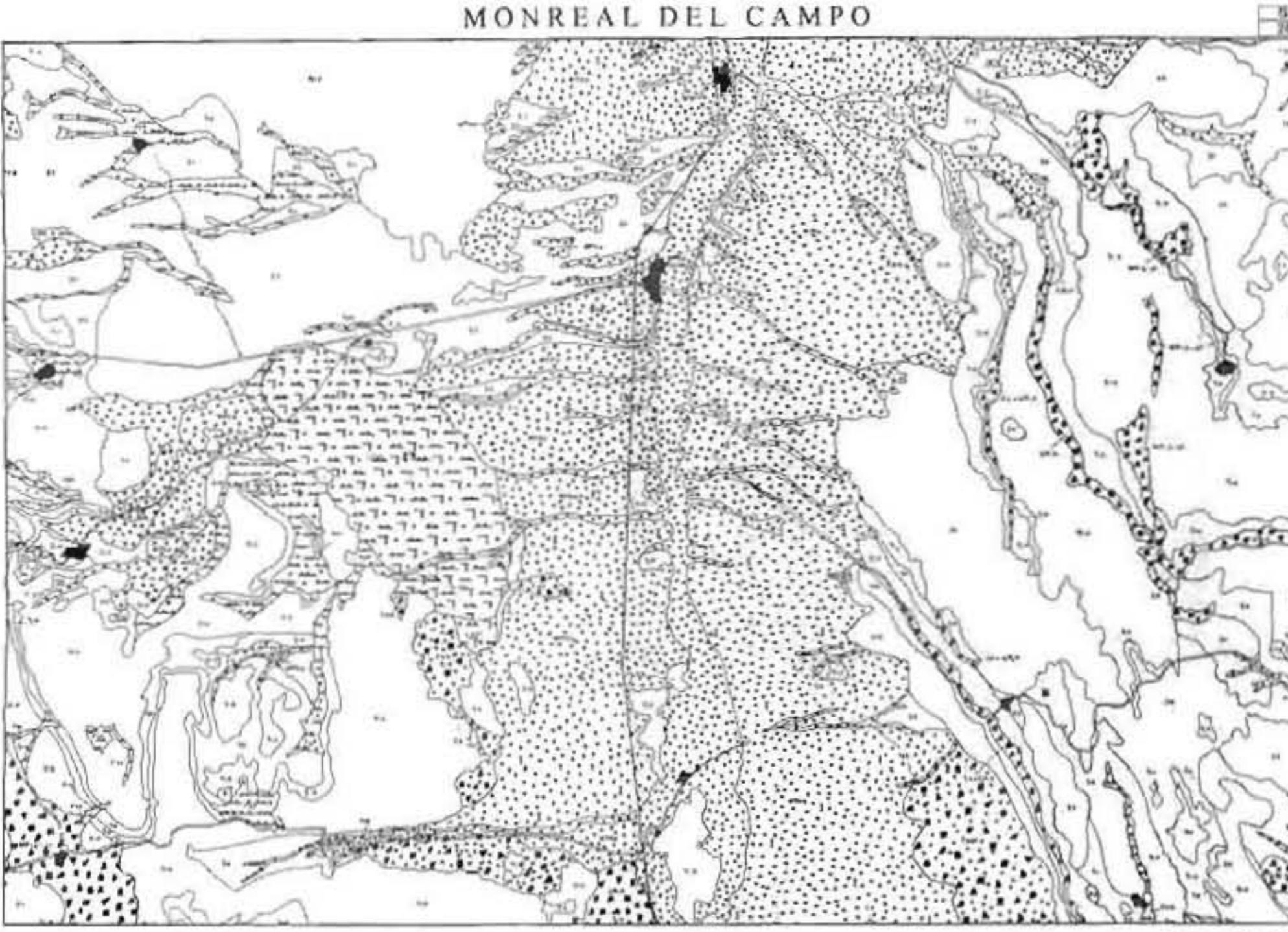
Corresponde a topografías muy llanas, relacionadas con una zona endorreica antigua y no funcional actualmente, en la que se reconocen los sedimentos propiamente de fondo de la laguna, constituidos por limos y arcillas de colores grises y verdosos con abundante materia orgánica (34) y otra unidad, que sería de aporte hacia la zona endorreica y potencialmente encharcable en épocas de crecida con limos con cantos dispersos (33).

En el mapa de formaciones superficiales se señalan, respectivamente, como L1pt y L2pt.

1.6.5 Brechas con matriz limo-arcillosa. Coluviones (35) (GR1 h). Holoceno

Si bien son abundantes los recubrimientos por coluvionamiento en la hoja solamente han sido cartografiados los más significativos.

MONREAL DEL CAMPO



LEYENDA

FORMACIONES SUPERFICIALES

FLORA	LADERAS	GRANDEZA	REDO U POLIGONAL	DESCRIPCIONES
Formas de reptación y erosión fluvial	Formas erosivas y depósitos fluviales	Granos y gruesos	Redo poligonal	Granos o conglomerados y materiales de colores e materiales rojos-rosados.
		Granos medios	Redo poligonal	Granos medios e materiales rosados.
		Granos fines	Redo poligonal	Granos fines e materiales rosados.
		Granos fines	Redo poligonal	Línea e materiales y gruesos de materiales e materiales rosados.
		Granos fines	Redo poligonal	Materiales e línea e materiales rosados.
		Granos fines	Redo poligonal	Materiales e línea e materiales rosados.
		Granos fines	Redo poligonal	Materiales e línea e materiales rosados.
		Granos fines	Redo poligonal	Materiales e línea e materiales rosados.

SÍMBOLOS CONVENCIONALES

1. Conglomerados de cañas y lodos suberosos - marrones, fuertemente compactados, Perfil seco, - no rípida, alternancia baja. Grano mediano en marrón.
2. Conglomerados de cañas y lodos suberosos - fuertemente compactados y lodos marrón a pardo-rojos, Algas con medias oscilaciones y no rípida. Alternancia baja. Grano mediano en marrón y ligeras en oscuros.
3. Una lámina de cañas osciladas y lodos marrón-rosados en capas de 0,5 a 1 m. Alternancia con lodos marrón-rojos a marrón oscuro. Rípida, lodos oscuros. Grano mediano en marrón y oscuros.
4. Conglomerados de cañas y lodos oscilantes y segundas de grano medio. Rípida en capas osciladas y segundas, rípida con medias oscilaciones y no rípida, con alternaciones de lodos marrón oscuros. Grano ligeras en marrón.
5. Lodos oscilantes con oscilaciones segundas en capas osciladas y segundas, con punto rípida por medias oscilaciones y no rípida. Grano mediano en marrón.
6. Lodos con rípida, oscilaciones de medias. De capas de 0,1 a 1 m. Grano grueso y lodos grisoles con algas marrón negros. Algas con medias oscilaciones. Alternancia baja. Grano mediano en marrón.
7. Calizas y/o dolomías con capas osciladas y segundas, con alternaciones de rípida. Grano grueso en marrón.

SUSTITUTO

ESTRUCTURA
1.0 Espesor alto

ALTERACIONES
1. Concentración por
fósiles.

FORMAS SEDIMENTARIAS

1. Núcleo oscuro
2. Corteza
3. Peces

4. Alteración de mareas y olores en capas desciendentes. Conjunto rípida por medias oscilaciones. Grano mediano en marrón.

5. Alteración de mareas y olores en capas desciendentes. Conjunto rípida por medias oscilaciones. Grano mediano en marrón.

6. Lodos con rípida, oscilaciones de medias. De capas de 0,1 a 1 m. Grano grueso y lodos grisoles con algas marrón negros. Algas con medias oscilaciones. Alternancia baja. Grano mediano en marrón.

7. Calizas y/o dolomías con capas osciladas y segundas, con alternaciones de rípida. Grano grueso en marrón.

SUSTITUIDA

● Algas
● Fósiles

Generalmente se trata de depósitos constituidos por cantos y bloques, fundamentalmente calizos, adosados a los relieves mesozoicos y que se encuentran englobados en una matriz margo-arcillosa pardo-amarillenta.

Figuran como GR, h en el mapa de formaciones superficiales.

1.6.6 Brechas y conglomerados con matriz limo-arcillosa (36) (F4h). Holoceno

Se localizan al pie de los relieves mesozoicos en la zona central y meridional de la hoja.

Presentan una morfología de tipo abanico y están constituidos litológicamente por cantos calcáreos procedentes de los relieves mesozoicos, englobados en una matriz margo-arcillosa de tonos pardos.

En el mapa de formaciones superficiales se identifican con la sigla F4h.

1.6.7 Gravas y limos (37) y limos y gravas (38) (F1h, F2h). Aluviales. Holoceno

Se incluyen en este apartado todos los sedimentos aluviales depositados en los valles de los ríos y arroyos existentes en la hoja, habiéndose diferenciado dos tipos en función de la proporción existente entre las litologías dominantes.

Se han señalado con el número 37 aquellos en que existe mayor cantidad de gravas que de limos y con el 38 en el caso contrario.

La potencia máxima no supera los 2-3 m, excepción hecha del aluvial correspondiente al río Jiloca.

En el mapa de formaciones superficiales se han señalado respectivamente como F1h y F2h

2 TECTÓNICA

2.1 TECTÓNICA REGIONAL

El área estudiada es compleja desde el punto de vista geotectónico. En ella el sistema de fosas terciarias de Calatayud y del Jiloca separan las clásicas Rama Aragonesa, al NE, y Rama Castellana, al SO, de la Cadena Celtibérica. Esta cadena está 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 mesozoico-terciarios, no presenta las características del orógeno alpino propiamente dicho, al no tener ni su

evolución sedimentaria ni su estilo tectónico en forma de mantos. Carece, por otra parte, de metamorfismo y la actividad magmática, si bien presente (vulcanismos jurásicos, ofitas triásicas, etc.) es ciertamente reducida.

El conjunto de la Cadena Celtibérica ha sido recientemente interpretada (ALVARO *et al.*, 1978; CAPOTE, 1978), como una estructura tipo aulacógeno, desarrollada por distensión desde el Triás hasta finales del Jurásico; esta evolución fue interrumpida por los movimientos tectónicos neokimméricos y áusticos, cuyo carácter fue esencialmente de tipo vertical. Durante el Cretácico superior la evolución muestra algunos rasgos del anterior desarrollo tipo aulacógeno, pero esto definitivamente terminó cuando fue intensamente acortado y plegado como consecuencia de los esfuerzos compresivos transmitidos al interior de la Península desde las zonas móviles pirenaica y bética.

El estilo tectónico es de zócalo y cobertura y su esencial característica es la presencia de dos grandes ciclos orogénicos diferentes, el Ciclo Hercínico, que estructuró los materiales paleozoicos del zócalo, y el Ciclo Alpídico que afectó tanto al zócalo como a la cubierta sedimentaria mesozoico-terciaria.

2 1.1 Tectónica del zócalo hercínico

Los caracteres estratigráficos y tectónicos de los afloramientos paleozoicos del área estudiada permiten considerarlas como prolongación hacia el SE de la Zona Astur-Occidental Leonesa (LOTZE, 1945; JULIVERT *et al.*, 1974) del Macizo Hespérico. Tectónicamente el rasgo más importante es la presencia de una fase de plegamiento principal que desarrolló las estructuras más visibles y la esquistosidad de plano axial dominante en toda la región. Las direcciones dominantes en el área de la hoja son NO-SE, si bien a escala de la Cadena Celtibérica puede cambiar en otras áreas hasta ser N-S. La vergencia de las estructuras es hacia el NE, coherente con la situación dentro del conjunto de la Cadena Hercínica española. Los pliegues suelen ser una combinación de los tipos 1C y 3 de la clasificación de Ramsay, los primeros en las rocas competentes (areniscas y cuarcitas) y las segundas en las capas pelíticas.

La esquistosidad S1, desarrollada como consecuencia del aplastamiento generalizado que acompañó a esta fase principal, es de flujo en las rocas esencialmente pelíticas y de fractura en las rocas samíticas, más competentes. En la mayor parte de los pliegues su posición, al igual que la de los planos axiales de los pliegues, es erguida, con buzamientos entre 70° y 80°. Sin embargo en la región de Las Nogueras adopta una posición tendida que se corresponde con una estructura en forma de pliegue tumbado.

Localmente se ha localizado micropliegues que afectan a la esquistosidad S1 y que, por lo tanto, corresponden a una segunda fase de plegamiento. Fuera del área investigada, como por ejemplo en la región de Calatayud Paracuellos de Jalón, se

encuentran también datos que muestran la existencia de dos fases de plegamiento, como figuras de interferencia tipo cartón de huevos y una esquistosidad incipiente S2. En ese mismo área existe una tectónica de cabalgamientos vergentes al NE, que fue interpretada primeramente (LOTZE, 1945) como hercínica y después como alpinas (JULIVERT *et al.*, 1974) al afectar también a las series mesozoicas. Alguno de estos cabalgamientos producen en el zócalo diferente desplazamiento que en la cobertura mesozoica, lo que parece apoyar la posibilidad de que sean cabalgamientos hercínicos, posteriores a la fase principal S1, que fueron reactivados en el ciclo alpino. Lo más probable es que se relacionen con los micropliegues y la esquistosidad incipiente de la 2^a fase. El último episodio relacionado con el ciclo hercínico es una etapa de fracturación intensa, equivalente a la fracturación tardihercínica descrita para el Macizo Hespérico (PARGA, 1969) y para el resto de Europa (ARTHAUD y MATTE, 1975, 1977). Esta fracturación, de edad permocarbonífera, se relaciona con la actividad magmática responsable de los vulcanismos pérmicos que se localizan también en la región. Las fallas tardihercínicas, cuyas direcciones principales son NE-SO y NO-SE, son los que, al reactivarse durante el Mesozoico controlaron la sedimentación alpina, y todavía durante la tectogénesis terciaria jugaron un papel esencial.

2.1.2 Tectónica Alpina

El modelo de tipo aulacógeno propuesto por ALVARO *et al.* (1978) explica la evolución tectónica de la región estudiada, durante la etapa de sedimentación mesozoica. En este contexto se considera que la Cadena Celtibérica fue una estructura tipo *rift* complejo, creada por estiramiento a partir del Trías. Este graben, orientado según la dirección NO-SE al haber reactivado el estiramiento viejas fallas tardihercínicas de esa dirección, formaba parte de una unión triple tipo r r r, centrada sobre un punto caliente del manto que ALVARO *et al.* (op. cit.) localizan hacia la región valenciana.

La secuencia de etapas geotectónicas sigue el esquema propuesto por HOFFMAN *et al.* (1974) para los aulacógenos, es decir una sucesión que en la Cadena Celtibérica es la siguiente:

- 1.— Etapa pregraben. Corresponde a la actividad pérmica (sedimentación, vulcanismo, fracturación).
- 2.— Etapa graben. Las fallas previamente existentes que habían actuado como desgarres (ARTHAUD y MATTE, 1977) lo hacen ahora, bajo régimen distensivo, como fallas normales. La sedimentación sincrónica, rellenando los bloques depredidos, es la correspondiente al Buntsandstein (Fase cuarcita de HOFFMAN) y culmina con los carbonatos del Muschelkalk.
- 3.— Etapa de transición. Al aumentar el estiramiento los movimientos verticales según las fallas que limitaban el *graben*, perdieron importancia relativa, los bordes

de la Cuenca se hunden y la sedimentación se hace expansiva, excediendo los límites del *graben*. Se inicia un magmatismo básico al ascender material fundido, desde el manto, a lo largo de fracturas que cuartean la corteza adelgazada. En términos de fenómenos desarrollados en el área investigada se produce la sedimentación arcillo-yesífera del Keuper. Las ofitas, que se localizan en ciertas áreas de la Cadena Celtibérica representan el magmatismo básico del modelo.

4.— Etapa de “downwarping”. El estiramiento regional y el adelgazamiento cortical se hace más importante todavía. La sedimentación, ahora carbonatada, se realiza en un esquema de subsidencia generalizada, alejado del modelo de subsidencia diferencial que predominó en la etapa *graben*. En la región investigada corresponde a la sedimentación carbonatada jurásica. Los vulcanismos basálticos, de edad jurásica existentes en la región entre Teruel, Valencia y Castellón atestiguan el carácter fuertemente distensivo de esta etapa geotectónica.

Al final del Jurásico, y durante el Cretácico inferior se produjo un período de inestabilidad que interrumpió la evolución del aulacógeno celtibérico (ALVARO *et al.*, 1978). Dos épocas de movimientos tectónicos intensos (Movimientos Neokimméricos y movimientos Alústricos) introdujeron cambios paleogeográficos importantes relacionados con movimientos verticales que se acompañan por erosión en bloques levantados y sedimentación en bloques deprimidos. Localmente se desarrollaron pliegues de dirección próxima a N-S o NE-SO.

Durante el Cretácico superior se detectan algunos rasgos similares a los de las etapas anteriores, principalmente un cierto control de los espesores por parte de las fallas del zócalo, si bien no puede decirse que el aulacógeno siga existiendo como tal.

A partir del final del Cretácico se detectan los primeros movimientos tectónicos, esta vez claramente compresivos, que van a culminar con el plegamiento y estructuración de toda la Cadena Celtibérica, sincrónicamente con la sedimentación molásica continental del Terciario.

Hay evidencia, a escala de la Cadena, de tres fases de compresión, una desde el NE, otra desde el ENE y otra desde el SE. Todas ellas dan lugar a macropliegues y microestructuras propias, principalmente juntas estilolíticas, grietas de calcita y microdesgarres (ALVARO, 1975).

En el área investigada son frecuentes las figuras de interferencia de pliegues cruzados y los afloramientos de calizas con más de una familia de juntas estilolíticas de orientación diferente, evidenciando también la existencia de, al menos, dos fases de plegamiento, una que da lugar a pliegues de dirección NO-SE (Pliegues Ibéricos) y otra que origina pliegues cruzados (NE-SO). Después del plegamiento, posiblemente a partir del Mioceno medio, la región fue sometida a estiramiento. En la Cadena se reconocen al menos dos períodos distensivos (VIALLARD 1979) uno que origina fallas longitudinales (NO-SE) y otra que da lugar a fallas transversales

(NNE-SSO), estas últimas relacionables con la creación de la cuenca valenciana (ALVARO *et al.*, 1978).

En las zonas se aprecia como en detalle las fallas normales neógenas se adaptan a dos direcciones principales NO-SE y NNE-SSO. Las fosas de Calatayud, del Jiloca y Gallocanta son las unidades distensivas principales, y en relación con ellas son frecuentes las huellas de actividad neotectónicas a lo largo de un período de tiempo dilatado y en forma recurrente. Una etapa de movimientos entre las formaciones inferior y superior del Páramo y otra posterior son detectables e incluso en algunas juntas se aprecian señales de una relativamente intensa actividad tectónica intracuaternaria que puede llegar a ser muy reciente.

2.2 DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

Desde el punto de vista estructural los materiales aflorantes en la hoja pueden agruparse en los siguientes conjuntos, al igual que en el resto de la Cadena Celtibérica (IGME 1980).

- Basamento. Constituido por las potentes series del Ordovícico afectadas por los movimientos hercínicos.
- Tegumento Formado por las Facies Buntsandstein y Muschelkalk.
- Nivel de despegue, Originado a partir del Keuper margoyesífero.
- Cobertura. Constituida por los sedimentos del Jurásico, Cretácico y Terciario. Se pueden distinguir una cobertura Jurásico-Cretácea, una cobertura Terciaria plegada y una cobertura Terciaria-postorogénica.

Los materiales del Ordovícico, Buntsandstein y Muschelkalk presentan directriz ibérica ligeramente NNO. Los pliegues hercínicos son vergentes hacia el NE.

En la cobertura jurásico-cretácea aparecen fundamentalmente pliegues de orientación NNO-SSE. Son también frecuentes las direcciones N-S con inmersiones hacia el Norte. Tanto estos pliegues como los anteriores tienen débiles vergencias hacia el Este. Son frecuentes los pliegues E-O y ENE-OSO que interfieren con los anteriores.

En el ángulo sur-oriental de la hoja, en la zona de Bueña-Aguatón aflora un conjunto de materiales atribuibles al Paleógeno y Neógeno inferior que se encuentran plegados junto con los materiales mesozoicos sobre los que descansan, constituyendo una cobertura terciaria plegada.

Las direcciones de plegamiento son NO-SE y NNO-SSE y pueden diferenciarse en la unidad dos conjuntos: uno inferior, fuertemente deformado, llegando incluso a

situarse verticales las capas y que correspondería a la fase principal de compresión y otro, superior, separados del anterior por una discordancia y que se encuentra plegado en un suave sinclinal originado en las fases compresivas más tardías.

A partir del Mioceno medio la zona actúa en régimen distensivo creándose la cuenca de Calatayud-Teruel. El Neógeno se presenta en disposición subhorizontal o con suaves buzamientos, apareciendo como una cobertura terciaria postorogénica.

A finales del Rusciniense (Plioceno) tiene lugar una importante fase de fracturación con generación de fallas normales (gran parte de ellas producto de la reactivación de otras más antiguas) de dirección general NO-SE con labio hundido al SO y que dan origen a la Fosa del Jiloca.

Igualmente hay que destacar el hecho de que estas fallas o al menos parte de ellas, continúan siendo activas hasta tiempos muy recientes, como lo prueba el hecho de la existencia, en la zona de Rubielos de la Cerida, de espejos de falla entre sedimentos mesozoicos y coluviones.

3 GEOMORFOLOGÍA

Siguiendo el pliego de condiciones técnicas del proyecto 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. Los términos utilizados en la leyenda del Mapa quedan subrayados en la memoria.

Existen en este área como en otras zonas de la Cordillera Ibérica tres clases de dominios morfoestructurales que vienen representados por los afloramientos de los materiales paleozoicos, los mesozoicos y paleógenos, y el último formado por depósitos neógenos.

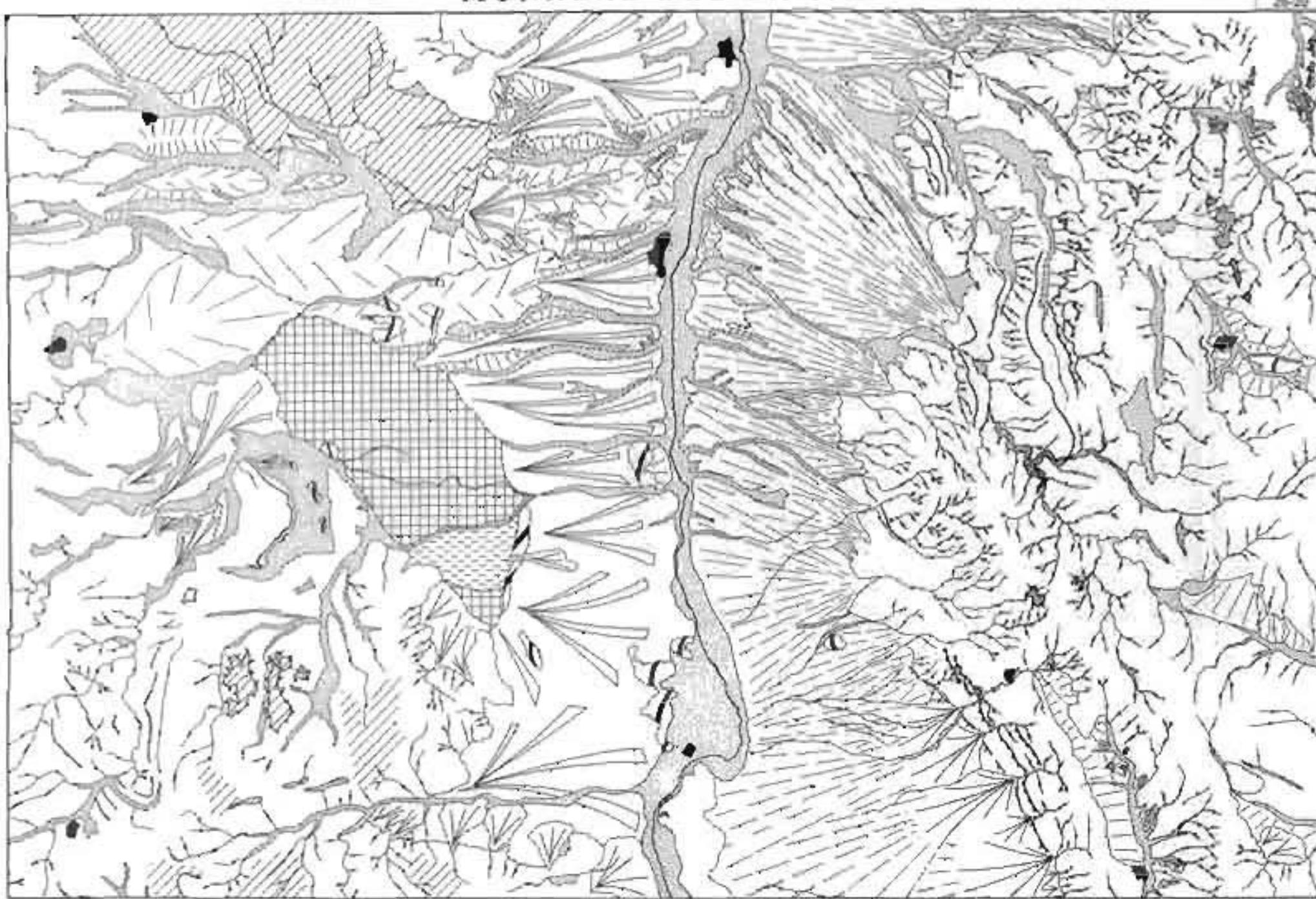
El ataque de la erosión sobre estos materiales genera formas generalmente diversas y específicas de la litología y disposición estructural.

El dominio morfoestructural paleozoico se ciñe en esta hoja al borde SO, y está constituido por materiales ordovícicos fundamentalmente cuarcíticos que forman parte de la vertiente oriental del macizo de Sierra Menera. Su morfología no presenta rasgos dignos de cartografía, únicamente merecen señalarse la presencia de chevrons no muy desarrolladas debido fundamentalmente a la intensa fracturación que presentan las cuarcitas.

Las vertientes de cuarcitas se presentan fundamentalmente desnudas pero a su pie se desarrolla un amplio *valle de fondo plano* que por observaciones en la hoja límitrofe (El Pobo de Dueñas) se constata que tiene una alimentación por depósito periglaciares (*grezes littées*). La potencia de los depósitos de este valle pueden claramente observarse en la explotación de la cantera El Llano a escasos cientos de

MONREAL DEL CAMPO

536



LEVEN

www.1000book.org

• www.4sq.com
• www.4sq.com

The diagram shows a horizontal line representing the 1800A genome. A scale bar at the top indicates 100 kb, with tick marks every 10 kb. The genome is divided into several large, light-grey rectangular blocks representing genes or genomic regions.

metros del límite de la hoja. Esta corta forma parte de las explotaciones de oxihidróxidos de hierro de Sierra Menera. Se reconocen potencias en torno a los 20 m. Consideramos que este valle, que presenta una concavidad de enlace con las vertientes es una herencia de condiciones periglaciares en épocas cuaternarias. Estos valles en la actualidad son secos y el agua debe circular subálvamente.

Una gran parte de la hoja está constituida por el dominio estructural representado por el afloramiento de los materiales mesozoicos y paleógenos. Destacan dos grandes afloramientos situados al E y O de la hoja separados ambos por la depresión tectónica del Jiloca. Estos materiales se encuentran fosilizados irregularmente por depósitos plio-cuaternarios y cuaternarios.

La morfología de conjunto de este dominio es bastante alomada y no destacan en ella formas estructurales expresivas. Los puntos en los que aparecen claras cuestas y *hog-backs* corresponden a la terminación septentrional de la Sierra Palomera y a los existentes en la margen derecha de la Rambla de los Majanos situada algo más al Norte. En el resto del área se reconocen *líneas de capa dura*.

Al Oeste de la hoja se reconoce una *superficie de erosión* que en muchos casos aparece degradada; esta superficie regionalmente tiene un gran desarrollo y continuidad. La edad de la misma es difícil de precisar pero por comparación con otras áreas y en base a estudios realizados en zonas próximas permite precisar una edad pliocena para la misma.

Con posterioridad a la generación de esta superficie de erosión tiene lugar una importante fase de karstificación que en este área viene manifestada por la presencia de *dolinas* y *uvalas*. Las dolinas que hemos observado son de tipo de dolinas en cubeta con los bordes degradados. Algunas de estas formas presentan un claro alargamiento debido al influjo tectónico que han experimentado en su desarrollo. Por otra parte conviene señalar que algunas de estas formas kársticas están capturadas por la red fluvial lo cual nos indica una antigüedad para las mismas.

La observación de la red fluvial presente en algunas áreas de los macizos carbonatados pone de manifiesto la presencia de pequeños valles ciegos.

La edad de esta fase principal de karstificación la consideran GUTIÉRREZ ELORZA, M, y PEÑA MONNE, J.L. (1979) como del Plioceno superior en base a dataciones paleontológicas.

Una de las características que llama más poderosamente la atención en este dominio es la extensa regularización de vertientes que no se ha cartografiado debido a la generalidad de la misma y a que impide la observación de otras formas. Esta regularización se hace más acusada a medida que se progresan en altura para igualdad de litología y de intensidad de fracturación. Sin embargo cuando nos encontramos con materiales de elevada resistencia erosiva y amplio espaciado en el diaclasado las vertientes son del tipo desnudo.

La red fluvial está dominada por dos tipos de valles. Por un lado, y fundamentalmente en las cabeceras, los valles son de fondo plano de características similares a las anteriormente descritas y se interpretan como una herencia periglaciar. El otro tipo son barrancos de incisión lineal que se desarrollan con una mayor actividad en la parte oriental de la hoja. En algunos casos los valles de fondo plano pasan hacia las partes inferiores a barrancos de *incisión lineal*. La erosión remontante de este barranco es muy activa y trae como consecuencia la exportación de los materiales constitutivos de los valles de fondo plano dejando en algunos casos hombreras. La incisión en algunos puntos es importante produciendo *gargantas* no muy acusadas como en el Barranco de la Bermeja.

Los materiales neógenos aparecen dispersos en el área y fosilizando al dominio estructural anteriormente señalado. Su morfología es muy monótona y poco expresiva; se trata dominante mente de relieves alomados instalados sobre materiales detriticos. Únicamente en el extremo nororiental de la hoja se desarrollan típicos relieves tabulares de pequeña dimensión modeladas en *mesas* acompañadas de *gradas* en las vertientes, esto es debido lógicamente al resultado de la erosión diferencial sobre materiales de diferente resistencia que en este caso se trata de calizas o de conglomerados cementados.

Al igual que en los otros dominios existe una regularización de vertientes y valles de fondo plano acompañantes con características similares a las anteriores.

A ambos lados de la arteria principal del Jiloca que discurre por la depresión tectónica del mismo nombre se desarrollan extensos niveles de *glacis* de edad plio-cuaternaria. Se trata de glacis por derrame de potencia variable y en las áreas frontales no suelen superar los 2 m. Localmente los materiales constitutivos del mismo aparecen encostrados.

Al igual que en la hoja limítrofe al Norte (Calamocha) los glacis del margen oriental del Jiloca se presentan en un elevado grado de degradación (*glacis degradado*). Al Este de Torrijo aparecen pequeños escalonamientos en el glacis que estimamos son de carácter local ya que no aparecen en el resto de la zona estudiada. Se interpretan como debidos a la reactivación de las fallas pertenecientes al sistema de la fosa tectónica del Jiloca. En algunos puntos este glacis pliocuaternario está en contacto mecánico con los materiales mesozoicos y/o neógenos por falla normal constituyendo el labio levantado la parte oriental de la hoja, lo cual nos habla de una importante actividad tectónica para épocas cuaternarias.

Esta reactivación tectónica trae como consecuencia un contraste en el relieve que origina al pie del escarpe de falla una secuencia de conos de deyección que coalescen unos con otros. Es muy posible que hayan existido reactivaciones posteriores ya que el contacto entre el mesozoico y los conos es muy neto y no se observa penetración de los ápices de los conos en estos materiales. Por otra parte, este contacto presenta facetas trapezoidales no muy nítidas.

En la margen izquierda del río Jiloca el nivel de glacis plio-cuaternario presenta un

buen estado de conservación y está compartimentado por el encajamiento de los barrancos afluentes al Jiloca transformándoles en glacis encajados.

Al Oeste de este área aparece un nivel de glacis que correlacionamos con el glacis pliocuaternario y presenta un buen grado de conservación.

En las regiones nororiental y suroriental de la hoja aparece otro nivel de glacis de escaso desarrollo y disectado por los barrancos de incisión lineal. Son pequeños glacis por derrame convertidos en glacis encajados y van ligados a red fluvial de menor orden. Su datación es imprecisa pero en cualquier caso estimamos que son más modernos que el nivel general de glacis plio-cuaternario.

Ya han sido señaladas las características de la red fluvial de la hoja excepto en lo relativo a la arteria principal del Jiloca. Discurre en dirección N-S atravesando toda la hoja desarrollando una llanura de inundación de extensión variable entre 0.5 y 2 km. No desarrolla un sistema de *terrazas* excepto un pequeño replano problemático existente al E de Monreal del Campo que interpretan como tal.

Al Sur de Monreal del Campo aparece una *superficie con depósito* relacionada con una antigua área *endorreica*. La génesis de la misma es muy imprecisa y no encontramos datos fiables que permitan emitir una hipótesis.

Una de las características más significativas presentes en esta hoja son las sucesivas pulsaciones que ha experimentado el área para los tiempos cuaternarios. En la carretera a Rubielos de la Cerida y en la pista que enlaza este pueblo con la carretera de Bueña se observan reactivaciones tectónicas de edad reciente ya que afectan a los coluviones de las vertientes y ponen en contacto mecánico estos materiales con los depósitos mesozoicos. Además las vertientes regularizadas aparecen rotas en su perfil, siguiéndose fácilmente la traza de la falla a partir de esta interrupción. No podemos precisar esta última pulsación de las fallas pero sin duda debe ser de épocas recientes y quizás de épocas históricas. Esta neotectónica está siendo objeto en la actualidad de un estudio más detallado.

Los pequeños valles existentes en este área discurren paralelamente al trazado de las fallas y en un valle está limitado en ambos márgenes por dos fallas de recorrido paralelo.

Lógicamente las diferentes formas existentes en la hoja responden a la acción de un conjunto de procesos que se suceden en el tiempo y dejan impresa su acción sobre el modelado. Establecer una historia geomorfológica para esta hoja no es fácil si únicamente se tiene en cuenta la extensión de la misma, por ello acudiremos a los conocimientos y experiencias geomorfológicas regionales.

Con posterioridad a la generación de la superficie de erosión pliocena tuvo lugar una importante etapa tectónica en la que se produjo la deformación de esta superficie y la generación de la fosa del Jiloca. Esto trajo como consecuencia la aparición

ción de áreas elevadas y deprimidas. Después de esta etapa tectónica se produce una karstificación importante en los materiales carbonatados de la región.

Las áreas elevadas generadas como consecuencia de la anterior etapa tectónica fueron sometidas a erosión depositando los productos en las de presiones en forma de glaciares continuos. La reactivación de las fallas trajo como consecuencia nuevas desnivelaciones en el relieve que vienen manifestadas por la generación de amplias áreas de conos de deyección a la par que deprimían todavía más la fosa del Jiloca.

Las etapas climáticas que tuvieron lugar en el curso del Cuaternario motivaron la acción para las épocas frías de la crioclastia que tapizó junto con la movilización en vertiente las laderas del área imprimiendo una extensa regularización a las vertientes. Acompañando a la misma se desarrollaron valles de fondo plano con concavidad de enlace con las vertientes que alimentaban a los mismos. Posteriormente las circunstancias climáticas se modificaron y la red varió su funcionalidad hacia una incisión lineal muy generalizada.

De cara a una planificación territorial es interesante señalar qué procesos son activos en la actualidad. Por un lado destaca las constantes reactivaciones tectónicas que han tenido lugar durante el Cuaternario que hay que tener muy presentes de cara a la instalación de grandes obras de ingeniería civil. Otro proceso de actividad acelerada es el arramblamiento existente en algunas partes del área que no es tan acusado como en las hojas de Calamocha y Daroca. No obstante la fuerte incisión de los barrancos penetra a gran velocidad en las cabeceras y puede producir la desertización de determinadas áreas.

4 HISTORIA GEOLÓGICA

La extensión abarcada por una hoja 1/50.000 resulta insuficiente para establecer los principales rasgos de la evolución geológica de la misma que, como resulta evidente, está íntimamente ligada a la de la unidad tectónico-sedimentaria a la que pertenece.

Así se tendrán en cuenta los datos existentes en la bibliografía y también los obtenidos en la realización de las siete hojas que "C.G.S.S.A." ha efectuado durante el año 1980: Ateca (25-17), Paniza (26-17), Used (25-18), Daroca (26-18), Odón (25-19), Calamocha (26-19) y Monreal del Campo (26-20), por lo que este capítulo es común a todas ellas.

Por otra parte los ambientes sedimentarios en que se depositaron los materiales han quedado suficientemente definidos y precisados en los capítulos de Estratigrafía de las hojas siempre que ha sido posible. La evolución tectónica se ha reflejado en el apartado de Tectónica Regional de las mismas.

En este capítulo se dará una visión generalizada de la evolución geológica del sec-

tor abarcado por las siete hojas antes citadas, de cuyo estudio se dispone los datos a partir del Cámbrico inferior.

A finales del Precámbrico y durante el Cámbrico más inferior se inicia un gran ciclo sedimentario con la sedimentación de la Cuarcita de Bámbola. Hoy en día subsiste la duda de si esta unidad es discordante sobre el Precámbrico de Paracuellos o se trata de un contacto mecanizado de forma general por la diferente competencia de los materiales.

Es evidente que un aporte clástico tan generalizado está en relación con la degradación de un relieve importante, que por las direcciones de aporte se situaría hacia el NE (Estas direcciones son muy constantes durante casi todo el Cámbrico y Ordovícico, señalando un área fuente que tradicionalmente viene siendo denominado "Macizo del Ebro").

La Cuarcita de Bámbola se deposita en un ambiente marino de estuario (submareal) probablemente por destrucción de aparatos deltaicos sometidos al influjo de mareas y oleaje. Progresivamente se instala una plataforma somera con depósitos en ambiente intermareal a intermareal alto en llanuras arenosas (Capas de Embid) o mixtas (Capas del Jalón).

La dolomía de Ribota se sedimenta en ambientes muy someros.

A finales del Cámbrico inferior se produce un hundimiento de la Cuenca con depósito de materiales en facies marinas de plataforma abierta que alcanza sus máximos de profundidad con las margas de Valdemiedes-Murero, es decir durante el límite Cámbrico inferior/medio. A continuación se desarrolla una plataforma más somera con aportes intermitentes detríticos en ambientes que van de neríticos a intermareales con retoque de oleaje y mareas. Se reconocen dos grandes megasecuencias negativas de finos a arenas (Huérmeda a Daroca y Valdemiedes a Miembro A2 de la Formación Almunia), la segunda de las cuales está compuesta por otras cuatro secuencias menores.

La sedimentación durante el resto del Cámbrico medio y superior y Tremadoc tiene lugar en una plataforma somera en ambiente intermareal. Se reconocen ambientes de llanuras arenosas fangosas y mixtas según la proporción limo/arena. Algunos niveles cuarcíticos pueden ser interpretados como canales de mareas (Fm. Borrachón). Los depósitos arenosos son más frecuentes en toda la serie en la Rama Aragonesa (Cadenas Ibéricas Orientales y representan una mayor proporción de episodios de barras y canales en la plataforma). Se observa un aumento de espesores de las facies, hacia el Oeste al mismo tiempo que aumenta la proporción de finos. Las direcciones de corrientes medidas indican aportes del E y NE. (Macizo del Ebro?). En conjunto la serie se agrupa en cuatro megasecuencias negativas mayores (incluyendo el Arenig.) formadas por las unidades Miembro B a C; Miembro D a Fm. Valconchán (límite Cámbrico-Tremadoc.); Fm. Borrachón a Fm. Dere y Fm. Santed a Cuarcita Armoricana. Estas megasecuencias mayores

contienen a su vez otras mesosecuencias también negativas, y están en relación con la tectónica probablemente con ascensos epirogenéticos (?) de las áreas fuentes.

Durante el Arening (Cuarcita Armoricana), hay depósito de barras (mareales? -litorales?), generalizadas en todo el área. Los aportes vienen también del E y NE. El oolito ferruginoso superior representa una interrupción en la sedimentación.

La sedimentación continúa durante el Ordovícico medio-superior en una plataforma relativamente somera con influjo de mareas y oleaje, que alcanza un máximo de profundidad con el depósito de las Margas de Briozoos. Termina con el depósito de las Calizas de Cistoideos que representan episodios de constructores de carácter "arrecifal s.a." limitados al Ashgillense en las cadenas orientales y durante todo el Caradoc.-Ashgill. en la Rama Castellana (hoja 25-19 Odón).

Hay evidencia de emersión de la serie carbonatada Ashgillense, con dolomitización y erosión como lo revelan los depósitos pizarrosos de la Fm. Orea (Llandovery) que contienen cantos y bolos de calizas y dolomías. La sedimentación continúa con idénticas características de plataforma con influjo de mareas y oleaje durante el Silúrico inferior (Fm. Orea y Fm. Bádenas) con dominio de llanuras dominante fangosas en las que aparecen episodios de barras (litorales?) constituidos por la Cuarcita blanca del Llandovery.

La controvertida discordancia de la base de la Cuarcita de Bámbola podría estar en relación, en caso de ser cierta con la fase Asintética. Las fases tectónicas caledonianas tienen más repercusiones paleogeográficas que tectónicas, siendo la más detectable la Tacónica en el límite Ordovícico Silúrico (erosión de las calizas ashgillenses).

El plegamiento fundamental debe ser hercínico, detectándose al menos dos fases, de la que la primera es la principal, en nuestra zona origina pliegues erguidos de dirección NO-SE vergentes hacia el NE. En las etapas finales se producen cabalgamientos vergentes hacia el NE, que se reactivan posteriormente durante los movimientos alpinos.

La tectónica tardihercínica (finales del Carbonífero) se manifiesta por la formación de desgarres según un sistema con fallas dextrales NO-SE y sinestrales NE-SO. A comienzos del Pérmico algunas fallas se mueven en régimen distensivo con formación de fallas normales de gran salto, en parte por reactivación de las anteriores (NO-SE, NE-SO dominantes y N-S y E-O) algunas de las cuales alcanzarían centenares de kilómetros. A través de estas fracturas se producen emisiones volcánicas de carácter intermedio-ácido. En estas condiciones se depositan los materiales del Pérmico inferior (Autuniense) en un ambiente continental, con intensa actividad volcánica y piroclastos incorporados a los sedimentos, en diferentes subambientes desde abanicos aluviales a facies palustre-lacustres. Una reactivación tectónica con basculamientos y movimientos diferenciales de bloques es la res-

ponsable de la discordancia existente entre Autuniense y Saxonense (fase Saálica). Una etapa de intensa alteración del zócalo precede a la sedimentación de Saxonense (suelos ferralíticos en el área de Fombuena, hoja 26-18 Daroca). Continúa la sedimentación en régimen continental, rellenando bloques deprimidos, mediante sistemas de abanicos aluviales coalescentes en nuestra zona, que incorporan abundante material piroclástico (cineritas, tobas volcánicas) reelaborándolo. La actividad volcánica continúa detectándose por la presencia de coladas riolíticas (Montesoro: hoja 25-19 Odón). Restos de dicha actividad volcánica pérmica se encuentran en el Paleozoico de Codos (hoja 26-17 Paniza) y del Sur de Ateca (25-17). La tectónica pérmica afecta a una extensísima zona de Europa, no habiéndose individualizado la Cuenca Celtibérica para estos tiempos (IGME 1980).

Es a partir del inicio de la sedimentación de la facies Buntsandstein cuando la Cadena Celtibérica se corresponde con un modelo tectónico sedimentario de tipo Aulacógeno (ALVARO *et al.*, 1978) a partir de un domo centrado en una pluma del manto situada en la región valenciana. Las fallas tardihercínicas (y pérmicas) fueron reactivadas en régimen claramente distensivo, sobre todo las NO-SE. Así se crea un graben complejo orientado según la dirección NO-SE, con bloques afectados de subsidencia diferencial fuerte, lo que explica las fuertes variaciones de espesor de la Fm. Buntsandstein. En estas condiciones el comienzo del relleno no debió ser sincrónico en todos los puntos de la cadena, comenzando probablemente en el Pérmico superior (Thuringiense) en la zona de Molina de Aragón (RAMOS 1979).

El depósito se inicia con sedimentos de características continentales (fluviales *braided*) representados por los conglomerados y areniscas inferiores de la hoja de Monreal (26-20), Odón (25-19), Used (25-18), Ateca (25-17) y borde noreste de la de Daroca (26-18) en el área de Fombuena. Posteriormente aparecen facies de tipo estuario con deltas destructivos e influencia de las mareas, que culminan con los sedimentos de plataforma somera, claramente dominados por las mareas a techo de la facies Buntsandstein. En el centro de la hoja de Daroca, borde NE de la de Used y Suroeste de la de Paniza se conservan pequeñas fosas con relleno de Buntsandstein, en la que los espesores son muy reducidos y el depósito comienza con características fluvio-torreniales.

Se consigue el igualamiento del relleno de los bloques hundidos que ha sido acompañado de invasión marina. Durante el Muschelkalk se desarrolla una extensa plataforma somera en la que se reconocen ambientes intermareales a supramareales. Hay episodios de barras y canales (dolomías en capas gruesas) que podrían aislar *lagoons* hipersalinos (sílex), facies de canales mareas (hoja 25-19 Odón) y sedimentos intermareales altos a supramareales a techo como paso a las condiciones sedimentarias del Keuper. Durante el Pérmico y Buntsandstein parece existir un "horst" elevado en el área de Ateca-Daroca (Umbral de Ateca), con fuerte reducción de espesores e incluso no sedimentación.

Progresivamente se pasa a una etapa de subsidencia generalizada con sedimen-

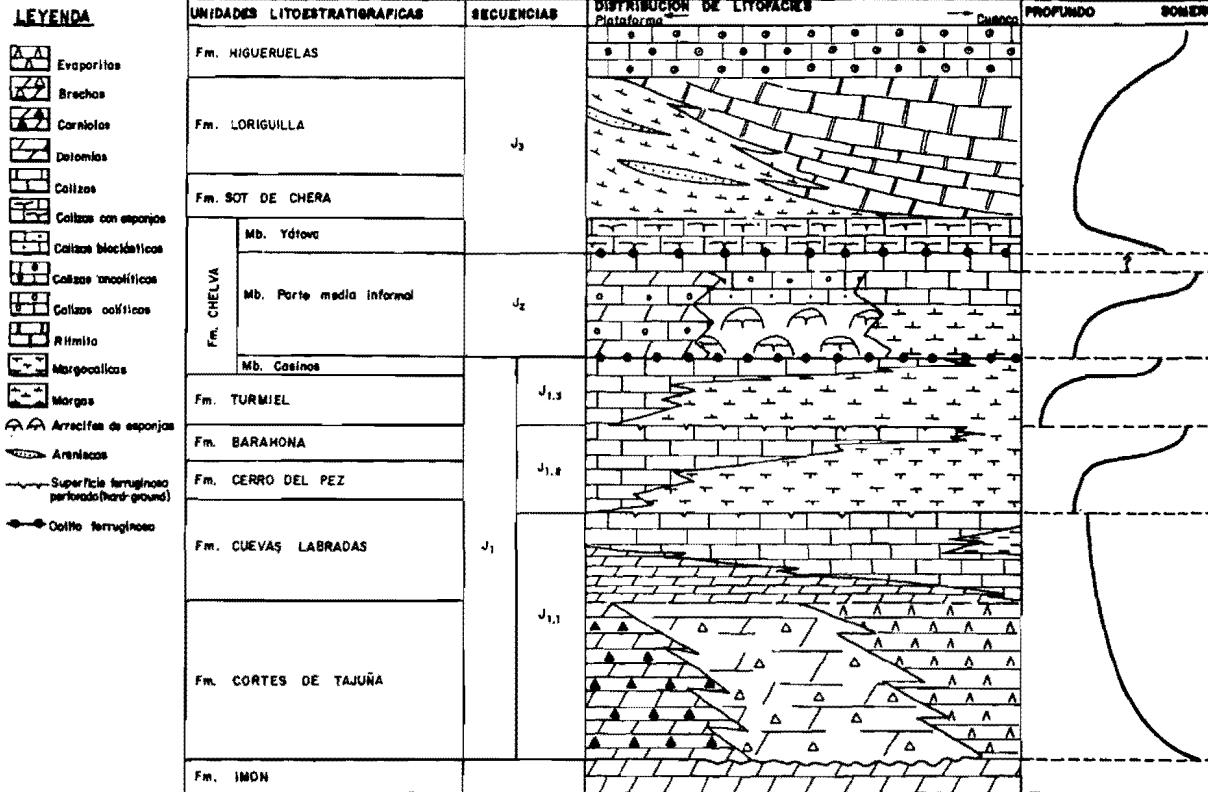


Fig. 4.- Secuencias deposicionales y distribución de litofacies del Trías más superior y jurásico

tación expansiva que rebasa los márgenes del graben Celtibérico por hundimiento de sus bordes. Todo ello está en relación con la progresión de la distensión que adelgaza y estira la corteza. A través de las fracturas se produce magmatismo básico de origen mantélico más concentrado en los alrededores de la pluma del manto y a lo largo del borde norte de la Cuenca. Esta etapa viene representada por la facies Keuper (y ofitas). En nuestra zona no hay evidencia de magmatismo por encontrarnos en zonas alejadas de los focos de emisión (C. Cantábrica, Valencia). Los sedimentos presentes en nuestra zona se depositaron en llanuras litorales muy extensas, con desarrollo de lagunas efímeras salinas (*sebkhas* litorales) y sedimentación evaporítica. Invasiones del mar darían lugar a depósitos de llanura de mareas (inter a supramareales). Algunos canales drenarían las citadas llanuras.

El estiramiento regional se hace todavía más importante pasándose a un modelo definitivo de subsidencia generalizada durante el Triásico más superior y Jurásico. El carácter fuertemente distensivo de esta etapa está atestiguado por los vulcanismos basálticos existentes en la zona comprendida entre Teruel, Valencia y Castellón.

La presencia de discontinuidades sedimentarias reconocibles no sólo en la Cordillera Ibérica sino también en los Catalánides y Cordilleras Béticas, ha permitido la división del Jurásico en una serie de unidades que se definen como secuencias deposicionales (fig.4). (GINER 1980).

La secuencia del Lías (J1) se inicia con las brechas de la Fm. Cortes de Tajuña. La base de esta unidad es localmente erosiva y marca el límite entre el Rhetiense y Lías: finaliza con el oolito ferruginoso del tránsito Lías-Dogger o sus equivalentes laterales. Dentro de ella se reconocen una serie de discontinuidades de menor importancia (como máximo representan períodos no deposicionales equivalentes a una zona de Ammonites) lo que permite diferenciar una serie de unidades. La primera de ellas J1.1. está constituida por las brechas de la Fm. Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas, el límite superior consiste en una superficie ferruginizada y perforada. La segunda unidad J1.2. incluye las Fms. Cerro del Pez y Barahona a techo de la cual se identifica otra superficie ferruginizada y perforada. La tercera unidad J1.3. formada por las Fm. Turmiel y Mb. Casinos tiene como límite superior el oolito del tránsito Lías-Dogger (o superficies de concentración de fauna). Cada una de estas unidades tiene un carácter transgresivo sobre la anterior, aunque a techo de J1.2 y J1.3 se desarrollean etapas regresivas. En conjunto la evolución de estas unidades muestran una transgresión que alcanza sus máximos valores en J1.3. La aparición de facies regresivas y superficies de ferruginización, condensación de fauna y s. perforadas se interpreta como detenciones momentáneas en el desarrollo de la transgresión.

La secuencia del Dogger (J2) está constituida por lo que se ha denominado parte media de la Fm. carbonatada de Chelva, y limitada entre los dos oolitos ferruginosos (superior e inferior) aunque en la mayoría de los casos tan sólo se reconoce uno de ellos de un modo claro.

En la secuencia del Malm J (3) el límite inferior coincide con el oolito ferruginoso del tránsito Dogger-Malm, mientras que el superior se sitúa ya en el Cretácico inferior (Valanginiense), si bien en el área considerada el Jurásico está erosionado siendo los niveles más altos registrados los del Kimmeridgiense superior-Tithónico. Está constituida por el Mb. Yatova de la Fm. Chelva, Fm. Sot de Chera, Fm. Loriquilla y Fm. Higueruelas.

En la vertical, las secuencias J2 y J3 muestran un marcado carácter *shoaling upward* es decir que cada una de ellas se inicia con términos marinos correspondientes a depósitos de cuenca o plataforma externa para finalizar con sedimentos de aguas muy someras y con evidencias de emersiones esporádicas. Por el contrario en la secuencia del Lías (J1), tan sólo los ciclos J1.3 y J1.2 muestran esta evolución, mientras que J1.1 se inicia con depósitos de aguas muy someras en ambientes restringidos para finalizar con depósitos de plataforma somera.

Finaliza el Malm con una sedimentación detrítica correspondiente a la Facies Pulbeck como inicio de movimientos tectónicos generalizados en nuestra zona. Así al final del Jurásico y durante el Cretácico inferior se producen períodos de inestabilidad que interrumpen la evolución del Aulacógeno Cetibérico. Se producen grandes movimientos verticales con erosión de bloques levantados y depósito en las zonas hundidas en dos etapas: una previa a los depósitos continentales de F. Weald (ausentes en nuestra zona) y otra pre-Utrillas, que se correlacionan tentativamente con las fases Neokimmérica y Aústrica respectivamente. Localmente en estas fases se desarrollan pliegues de dirección próxima a la N-S o NE-SO, que son arrasados previamente a la deposición de la Fm Arenas de Utrillas.

En la zona faltan los sedimentos correspondientes a las facies Purbeck Weald (sólo hay unos pocos metros de terrígenos del Jurásico superior en la hoja de Montreal del Campo), reposando la facies Utrillas sobre diferentes términos del Jurásico. La erosión pre-Utrillas ha sido más intensa en los bordes de la zona norte del umbral de Ateca llegando a situarse sobre el Keuper en algunos puntos de la de Ateca. Sin embargo en la hoja de Montreal del Campo y borde oriental de la de Paniza (Cuenca del Ebro) aparece una sucesión jurásica muy completa.

La Fm. Arenas de Utrillas se depositó en un ambiente de tipo estuario a partir de aparatos deposicionales de tipo deltas destrutivos dominados por las mareas.

A partir del Cenomaniano medio se desarrolla una extensa plataforma somera carbonatada, al mismo tiempo que remiten progresivamente los aportes terrígenos del continente. Se inicia un ciclo transgresivo en el que se reconocen facies litorales con Ostreidos y facies de llanura de mareas que culminan en el Turoniense, con sedimentos submareales de plataforma somera en la zona del noroeste (Ateca, Used y borde norte de Odón) o mareas (Calamocha, Montreal). Hay procesos de dedolomitización y costras ferruginosas con concentración de fauna que indican emersiones locales e interrupciones en la sedimentación.

A continuación viene un ciclo sedimentario de tendencia regresiva que se inicia de

manera generalizada con la instalación de organismos constructores (Algas y sobre todo Rudistas) que colonizan grandes áreas de la plataforma fijando bancos y "montes" e incluso dando lugar a verdaderos Biohermos. A partir de este momento (Coniaciense?) la plataforma es somera y restringida, existiendo facies de *lagoon*, en ocasiones con tendencia lacustre y fuerte influencia de aguas dulces del continente (muy acusadas en la hoja de Daroca). Algunas barras y canales migraban en la plataforma (hojas de Used y Odón). Hacia el Sur (hoja de Monreal) los biohermos de Rudistas persisten durante mucho más tiempo que en el resto de la zona.

Durante el Santoniense existen episodios generalizados en el que se desarrollan barras y canales bioclásticos que se movían en la plataforma, (*bioclastic-sand shoal*) lo que contribuyó a restringir aún más la misma al menos de forma local.

El ciclo regresivo continúa hacia finales del Cretácico superior con depósitos de *lagoon* cerrado, con gran influencia de aguas dulces del continente (hojas de Used, Odón, Calamocha y Daroca).

Durante el Cretácico superior no puede decirse que el Aulacógeno Celtibérico siga existiendo como tal.

Faltan en la zona sedimentos de finales del Cretácico y del Paleoceno pero en zonas próximas durante estos tiempos se ha producido ya la retirada definitiva del mar. A partir de este momento la sedimentación tiene carácter continental.

Se detectan ya los primeros movimientos tectónicos esta vez claramente compresivos, que van a culminar con el plegamiento y estructuración de toda la Cadena Celtibérica, sincrónicamente con la sedimentación molásico-continental del Terciario.

Al final del Cretácico se instalan las zonas móviles de las Béticas Baleares y del Pirineo, los esfuerzos transmitidos van a deformar intensamente la Cadena Celtibérica, en la que después de la evolución tipo Aulacógeno la corteza estaba muy adelgazada y estirada.

Una primera fase de plegamiento, con compresión NO-SE es responsable de la discordancia situada en la base del Eoceno superior-Oligoceno inferior. Durante estos tiempos se reconocen depósitos en facies de abanicos aluviales, fluviales y lacustres (hojas de Used, Odón y Monreal).

Una segunda fase de plegamiento se produce en el Oligoceno superior, con compresión principal NE-SO, que da origen a estructuras con directriz Ibérica vergentes al NE en nuestra zona. Es la responsable de la discordancia intra-oligocena existente en la región (Fase Castellana de PÉREZ GONZÁLEZ *et al.*, 1971). En la región se depositan materiales en facies de abanicos aluviales (Monreal, Used) y fluvio-lacustres (Odón) hasta el Mioceno inferior.

Resulta difícil reconstruir la paleogeografía de las Cuencas del Paleógeno y Mioceno inferior, pues sólo se dispone de afloramientos aislados.

Una tercera fase de plegamiento con compresión ENE-OSO tiene lugar a finales del Mioceno inferior (Ageniense). A partir de estos momentos la zona de la cadena que nos ocupa se comporta en régimen distensivo generalizado hasta el Cuaternario. Durante el Mioceno inferior más superior y Mioceno medio aparecen fallas con gran salto de direcciones NO-SE y NNE-SSO, siendo las primeras más antiguas. Son las responsables de la creación de las Cuencas de Calatayud y Teruel Alfombra que se rellenan.

Desde el Ageniense más superior hasta el Plioceno medio, se rellenan las cuencas mediante abanicos aluviales y facies asociadas: fluviales (escasas), de playas, playas salinas, palustres, palustre-lacustres y lacustres el máximo de expansión de facies palustre-lacustres se sitúa en el Mioceno superior y Plioceno inferior en la Cuenca de Calatayud, siendo también bastante frecuente en el Aragoniense inferior y medio en las hojas de Paniza, Calamocha y Monreal. En las cuencas menores, internas de la Cordillera, (Used, Odón) y en la de Almazán (borde Oeste de Ateca) dominan los terrígenos gruesos de los abanicos aluviales.

Una suave discordancia se sitúa en el Plioceno inferior sobre la unidad de "Calizas del primer páramo" y es un preludio de la Fase Iberomanchega 1, (AGUIRRE *et al.*, 1976). La colmatación de las cuencas tiene lugar durante el Plioceno medio y se corresponde aproximadamente con el nivel de "Calizas del segundo páramo" de la de Calatayud, desarrollándose en las hojas de Odón y Used una superficie de colmatación-erosión sobre materiales detriticos. Paralelamente a estos acontecimientos ha quedado generada durante el Plioceno inferior y medio la superficie de erosión fundamental de la meseta, sobre Mesozoico y Paleozoico, adquiriendo toda la región una morfología de extensa penillanura con algunos relieves residuales muy suavizados.

Los depósitos detriticos rojos existentes sobre las "Calizas del segundo páramo" en la fosa del Jiloca, son correlativos con los primeros impulsos tectónicos que van a tener lugar posteriormente. En efecto a comienzos del Plioceno superior se produce una importante fase tectónica distensiva (Fase Iberomanchega (AGUIRRE *et al.*, 1976) con creación de fallas normales, NO-SE y NNE-SSO, de gran salto (unos 250 m en Calamocha), que en parte reactiva las fallas miocenas o afecta a fracturas anteriores NO-SE que no habían actuado en dichos tiempos. En estos tiempos se origina la Fosa del Jiloca (hojas de Daroca, Calamocha y Monreal) y la de Gallocanta (hojas de Used, Odón y Calamocha) y la depresión central de la Hoja de Odón. Se produce un intenso levantamiento de algunos bloques que dan lugar a los relieves observables hoy en día: Sierra del Calderero (Odón). Sierra de Tornos-Santed (Used-Daroca-Calamocha), Sierra de Vicor-Algairen (Paniza Daroca), Sierra de Lidon (Monreal). El relieve creado tiende a llenarse mediante abanicos aluviales, con morfología de glacis durante el Plioceno superior y Cuaternario más inferior.

La actividad tectónica distensiva continúa durante el Cuaternario más inferior, afectando a los glaciares pliocuaternarios en la hoja de Calamocha y Ateca creando depósitos correlativos abanicos, abanicos con morfología de glaciares y depósitos de glaciares.

Hay evidencia de neotectónica reciente en la hoja de Monreal, en donde las fallas afectan a coluviones del Plioceno sup.-Holoceno (Rubielos de la Cerida) y desplazan niveles de terrazas del Pleistoceno superior en Ateca y Daroca. Afectan a tobas (travertinos) en la hoja de Ateca.

Hay que señalar que durante gran parte del Pleistoceno (inferior y medio?), debieron dominar las condiciones endorreicas en la mayor parte del área estudiada (hojas de Used, Odón, Daroca, Calamocha y Monreal) pues sólo se reconocen 1 ó 2 niveles de terrazas fluviales situados a unos 25 metros como máximo sobre el nivel de los ríos que se datan tentativamente como del Pleistoceno superior. Este endorreísmo se manifiesta de forma clara en el área de Gallocanta hasta nuestros días. Las variaciones del nivel de la Laguna probablemente debidas a períodos "pluviales" s.a. han dado lugar a diversos niveles de terrazas en sus alrededores. En el norte de las hojas de Ateca y Paniza, en relación con el río Jalón aparecen niveles de terrazas más numerosos de glaciares encajados sucesivamente, en relación con las anteriores que nos indican una apertura exorreica más antigua.

Se detectan al menos dos fases frías durante el Cuaternario manifestadas por procesos de regularización de vertientes. La incisión lineal y acarcavamientos de tiempos muy recientes probablemente protohistórico-históricos.

5 GEOLOGÍA ECONÓMICA

5.1 MINERÍA Y CANTERAS

El máximo interés minero en esta hoja lo presenta el borde SO, en el sector comprendido entre Ojos Negros y Villar del Salz, incluido dentro de las concesiones de minerales de hierro de la Sierra Menera.

Dentro de esta hoja no existen explotaciones, pero a unos 3 km del borde de la hoja se sitúan ya las minas "Teresa" y "Pilarica", que extraen a cielo abierto limonitas y carbonatos de hierro.

Las reservas de estas concesiones son grandes, evaluándose en 15.171.000 Tm. seguras y 2.700.000 Tm. probables. La explotación anual de estas minas se cifra en el orden del millón de Tm.

El resto de la hoja posee un interés minero muy escaso. La única explotación actual que existe es la cantera de calizas para áridos situada junto a la estación de Villafranca del Campo, con reservas cuantiosas y cuya producción se cita en unas 34.000 Tm. anuales.

Otra cantera de calizas abandonada en la actualidad se sitúa en las cercanías de Bueña.

También se han explotado las graveras cuaternarias al S de Villar del Salz y una cantera enclavada en los yesos del Keuper, al NO de Ojos Negros, con escasas reservas, aunque en la actualidad las labores se hallan paralizadas.

5.2 HIDROGEOLOGÍA

La hoja presenta excelentes posibilidades de cara a la captación de aguas subterráneas.

Las series calizo-dolomíticas del Rethiense-Lías (5 y 6) del Dogger (9) y Cretácico superior (15,16, 17 y 18) tienen una excelente permeabilidad por fracturación y karstificación y presentan extensas áreas de recarga. Los acuíferos en ella contenidos, incluso pueden estar conectados por fallas. Estos materiales descienden topográficamente hacia la fosa del Jiloca, al mismo tiempo que quedan recubiertas por sedimentos terciarios impermeables.

En principio son áreas favorables el amplio valle del río Jiloca y la zona de recubrimiento plioceno situada al SE de Blancas en el Cuadrante NO de la hoja.

6 BIBLIOGRAFÍA

ADROVER, R., MEIN, P. y MOISSENET, E. (1978).— Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel. *Estudios Geológicos* núm. 34. pp. 205-214.

AGUILAR, M.J., RAMÍREZ DEL POZO, J. y RIBA,O. (1971).— Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). *Est. Geol.* núm. 27. pp. 497-512.

AGUIRRE, E., DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976).— Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española. *Trab. Neog. Cuatern.* núm. 5. pp. 7-29.

ALASTRUE, E. (1953).— "Bibliografía geológica de la provincia de Zaragoza". *Rev. Acad. Cien. Ex. Fis. Quim. Nat. Zaragoza*. núm.8. pp. 59-85.

ALVARO M. (1975).— Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del S. Central y la C. Ibérica). *Est. Geol.* núm. 31. pp. 241-247.

ALVARO M., CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1978).— Un modelo de evolución geotectónica, para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hispánica. Libro homenaje al profesor Solé Sabaris*. Barcelona (en prensa).

ARCHE, A., HERNANDO, S. RAMOS, A. SOPEÑA, A. y VIRGILI, C. (1975).— "Distinction between environments in the Permian and basal Triassic redbeds in Central Spain" *IX. Int. Cong. Sedim. Nice*. T. 5. V. 1. Pp. 9-14.

ARTHAUD, F y MATTE, Ph. (1975).— Les decrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstruction des conditions de la deformation. *Tectonophysics* V. 25. pp.139-171.

ARTHAUD, F. y MATTE, ph. (1977).— Late Paleozoic strike slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Amm. Bull.* V. 88. pp.1305-1320.

BARTSCH, G. (1966).— "Geologische untersuchungen in dsn Ostlichen Iberischen Ketten. Zwischen Rio Jalón und der strasse Miedes-Codos Cariñena (Spanien)" *Inst. Univ. Muster (Ined.)*. pp.1-120.

BERGER, E., KAUFFMAN, E. y SACHER, L. (1968).— "Sedimentologische untersuchungen im Jungpalaeozoikum der Ostlichen Iberischen Ketten (Spanien)". *Geol. Radsch* 57, V.2. pp. 472-483. Stuttgart.

BOMER, B. (1960).— "Aspectos morfológicos de la Cuenca de Calatayud-Daroca y de sus zonas marginales". *Est. Geogr. V.* 80. pp. 393-402.

BRUIJN, H.D. (1967).— Gliridae, Sciuridae y Eomyidae Miocenos de Calatayud (Zaragoza) y su relación con la bioestratigrafía del área. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.* núm.78. pp.190-365.

BULARD, P.F. (1972).— "Le Jurassique Moyen et Superieur de la Chame Iberique sur la bordure du Bassin de l'Ebre". *Fac. Sc. Univ. Nice* pp. 1-353.

CALVO BETES, J., GONZÁLEZ LÓPEZ, J.M. GONZÁLEZ MARTÍNEZ, J. y VILLENA, J. (1978).— "Primeros datos sobre la sedimentación de dolomía en la laguna de Gallocanta". *Tecniterrae* V. 21. pp.1-10.

CAÑADA GUERRERO, F. (1966).— "Sobre la génesis de algunos yacimientos de óxidos y carbonatos de hierro. Teruel-Guadalajara". *Not. y Com. I.G.M.E.* núm. 87. pp. 91-96.

CAPOTE, R. (1978).— Tectónica española. *Seminario sobre criterios sísmicos para las instalaciones nucleares y obras públicas*. Asociación Española de Ingeniería Sísmica pp. 1-30.

CAPOTE DEL VILLAR, R. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1977).— "Excursión al Precámbrico y Cámbrico inf. de Paracuellos-Cámbrico medio de Murero". *XI Curso de Geol. Práctica Teruel*.

CARLS, P. (1962).— "Erlauterungen zur geologischen kartierung bei Luesma und

Fombuena in den Ostlichen Iberischen Ketten (Nordest Spanien)". *Dipl. Arb. Math.-naturwiss. Wurzburg*. pp. 1 -155.

CARLS, P. (1975).— "The Ordovician of the Eastern Iberian Chains near Fombuena and Luesma (Prov. Zaragoza, Spain)". *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* V. 150. núm. 2. pp.127-146. Stuttgart.

CARLS, P. y GANDL, I. (1967).— "The lower Devonian of the Eastern Iberian Chaines (N.E. Spain) and the distribution of its Spiriferacea, Acastarinae and Asteropyginæ. *Int. Sym. Devonian System*. pp. 453-464.

CARLS, P. y GANDL, I. (1969).— "Stratigraphie und Conodonten des Unter Devons der Ostlichen Iberischen Ketten (N.E. Spanien)". *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* V. 132. núm. 2. pp.155-218. Stuttgart.

CARLS, P. y SCHEUPLEIN, R. (1969).— "Zum Buntsandstein zwischen Fombuena und Rudillí Ostlichen Iberischen Ketten, N.E. Spanien". *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* V. 132. núm.1. pp.1-10. Stuttgart.

CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1964).— "Aperçu chronoestratigraphique des Bassins de Calatayud-Teruel". *Curs. y Conf. Inst. Lucas Mallada*. núm.9. pp. 89-92.

CRUSAFONT, M., VILLALTA, J.F y JULIVERT, M. 11966).- "Notas para la estratigrafía y paleontología de la Cuenca de Calatayud-Teruel". *Notas y Com. I.G.M.E.* núm.19 pp. 53-76.

DANTIN CERECEDA, J. (1941).— "La Laguna salada de Gallocanta (Zaragoza). *Est. Geográf.*" núm. 3, pp. 269-301.

DESPARMET, A. (1967).— "Etude geologique détaillée des environs du Monasterio de Piedra (Prov. de Saragosse)" *Dipl. Et. Sup. Univ. Dijón*, V. 10, pp. 1-100.

DÍAZ MOLINA, M. y LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1979).— El Terciario continental de la depresión intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía: *Est. Geol.* núm. 35. pp.149-167.

FLOQUET, M. (1979).— "La serie carbonatée Coniacien supérieur à Santonien dans la région de Soria (Chaines Iberiques Septentrionales). Analyse et interprétation". *Cuadernos Geol. Ibérica*, Vol. 5, pp. 365-383.

FREEMAN, J. (1972).— "Sedimentology and dolomitization of Muschelkalk carbonates (Triassic Iberian Ranges Spain)". *Bull. A.A.P.G.* V. 6, núm. 3.

FREUDENTAL, M. (1966).— "en the Mammalian faune of the Hippocrate beds in the Calatayud-Teruel bassin (prov. Zaragoza, Spain)". *Kowk. Ned. AK. Wetten.* V. 69, núm.2, pp.296-317.

GAUTIER, F. y MOUTERDE, R. (1964).— “Lacunes et irregularite des depots a la limite du Jurassique moyen de la bordure Nord des Chaines Iberiques (Espagne)”. *C.R. Somm. Sc. Soc. Geol. France* T. 258, pp. 3064-3067.

GINER, J. (1980).— Estudio sedimentológico y diagenético de las formaciones carbonatadas del Jurásico de los Catalanides, Maestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. Dpto. Geología Universidad de Barcelona.

GÓMEZ, J.J. y GOY, A. (1979).— “Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica”. *Est. Geol.* V. 35, pp. 569-598.

GOY, A.; GÓMEZ, J.J. y YÉBENES, A. (1976).— “El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte) I. Unidades litoestratigráficas”. *Est. Geol.* V. 32, pp. 391-423.

GUTIÉRREZ ELORZA, M.; PEÑA MONNE, J.L. (1979).— “El Karst de Villar del Cobo (Sierra de Albarracín)”. *Est. Geol.* V. 35, pp. 651-654.

GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1980).— “Graptolitos del Ordovícico del Sistema Ibérico. Tesis de licenciatura. Universidad Complutense de Madrid.

HAMMAN, W. (1976).— “The Ordovician of the Iberian Peninsula A Review”. *Proc. Paleont. Assoc. Sym.* pp. 387-409. Birmingham.

HARTLEB, J. (1967).— “Stratigraphie, tektonik und veserzung un der Ostlichen Hesperischen ketten (Spanien)”. *Inang. Diss. Ined.* pp. 1-101 Heidelberg.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. y ARANEGUI, P. (1926).— “La Laguna de Gallocanta y geología de sus alrededores” *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T. 26, pp. 419-429.

HERRANZ ARAUJO, P. (1968).— “Nota preliminar sobre el estudio geológico del N. de Sierra Menera (Cord. Ibérica)”. *Act. Geol. Hispánica* T. 3, núm. 3, pp. 49-53.

HOFFMAN, P.; DEWEY; J.F. y BURKE, K. (1974).— Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada. *Soc. Econ. Pal. Mineral. Spec. Publ.* v. 19. pp. 38-55.

HOYOS, M.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; AGUIRRE, E. (1979).— Estudio geomorfológico en los alrededores de Calatayud. *Actas de la III. Reunión Nacional del Grupo Español de trabajo del Cuaternario.* Zaragoza pp. 149-160.

INST. GEOL. MIN. ESP. (1969).— “Fase previa del proyecto de investigación minera en la región Turolense de la Cordillera Ibérica. Zona Norte”. Informe. Fondo Documental del IGME. Madrid.

INST. GEOL. MIN. ESP. (1971).— “Mapa geológico de España Escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Explicación de la hoja núm. 40, Daroca”. *Inst. Geol. Min. Esp.*

INST. GEOL. MIN. ESP. (1974).— “Mapa metalogenético de España. Escala 1:200.000. Hoja núm.40, Daroca”. *Inst. Geol. Min. España.*

INST. GEOL. MIN. ESP. (1974).— “Mapa de rocas industriales escala 1:200.000. Hoja núm.40, Daroca”. *Inst. Geol. Min. España.*

INST. GEOL. MIN. ESP. (1980).— “Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo Alpino en el tercio Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Inédito). (CAPOTE *et al.*, 1982).

JOSOPAIT, V. (1970).— “Trilobiten turde in Tremadoc der Iberischen Ketten”. *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.* núm.2 pp.127-128. Stuttgart.

JOSOPAIT, V. (1972).— “Das Kambrium-Tremadoc. Ateca (N.E. Spanien)”: *Fors. Geol. Palaent.* núm. 23. pp. 3-121. Münster.

JULIVERT, M. (1954).— “Observaciones sobre la tectónica de la Depresión de Calatayud”. *Arrahond. Rev. Mus. Ciudad de Sabadell.* pp. 1-18.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, C. (1972-74).— Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. I.G.M.E. pp. 113.

LOTZE, F. (1929).— Stratigraphie und Tektonik des keltiverischen Grudge birges (Spanien) *Abh. Ges. Wiss. Gottigen, math. phys KL.* T. 14,2. 320 pp.

LOTZE, F. (1954).— “Estratigrafía y tectónica de las cadenas paleozoicas Celtibéricas”, *Publ. Ex. Geol. Esp. Inst. Lucas Mallada.* T. 8, pp. 1-315.

LOTZE, F. (1960).- “El Precámbrico en España”. *Not. y Com. I.G.M.E.* V. 60, pp. 227-240.

LOTZE, F. (1961).— “Sobre la estratigrafía del Cámbrico español”. *Not. y Com. I.G.M.E.* V. 61, pp.131-164.

LOTZE, F. (1969).— “El Cámbrico en España. 1ª Parte”. *Mem. I.G.M.E.* V. 75, pp.1-256.

LOTZE, F. y SDUZY, K. (1961).— “Das Kambrium Spaniens. Teill 2, Trilobiten”. *Abh. Math. Natur. Kl. Jahr.* núm. 7, pp.1-594.

MANSOURIAN, E. (1974).— “Erlauterungen zur geologischen kaslierun gdes gebietes im raum. Murero-Ateca-Montón in der Westlicilien Iberis chen ketten (N.E. Spanien). *Dipl. Arb. Wurburg.* pp. 1-98.

MARIN, P. (1974). "Stratigraphie et evolution paleogeographique de la Charne Celtiberique Orientale 1. Paleozoique-Permotrias". *Dipl. Et. Sup. Univ. Lyon*. pp.1-231.

MELÉNDEZ, A. y PEDAUYE, R. (1980).— "Estudio de las facies carbonatadas del Cretácico superior de la región de Nuévalos (prov. de Zaragoza)", *IX Congreso Nacional de Sedimentología. Salamanca*. pp.1-11.

MELÉNDEZ, B. (1942).— "Los terrenos Cárnicos de la península Hispánica". *Inst Cienc. Nat. José de Acosta. Serv. Geol.* T. 1. pp. 1-119.

MENSINK, M. (1966).— "Stratigraphie und palaeogeographie des marinen Jura in der Nordwestlichen Keltiberischen Ketten (Spanien)". *Beih. Zum. Geol. Jahr.* T. 44, pp. 42-104. Hannover.

MOISSENET, E. (1979).— "Ré lief. et tectonique récente: Quelques transversales dans les fosses internes des Chaines Iberiques orientales". *Travaux de la R.C.P. V. 461*. pp.159-207.

MOJICA, J. (1979).— "Über das Mesozoikum im zentralen teildes Nordost lichen Keltiberikums (Ateca schwelle umgebung von Nuévalos. Provinz. Zaragoza. Spanien. *Arb. Inst. Geol. Palaeont. Univ. Stuttgart*. pp. 1-70.

MOJICA, J. y WIEDMANN, J. (1977).— "Kreide entwicklung und Cenomanien-Turonien grenze der mittleren keltiberischen ketten bei Nuévalos". *Eclog. Geol. Helv. Base.* T. 70, pp. 739-759.

M.O.P. (1976).— "Corredor Zaragoza-Valencia. Tramo Daroca-Monreal del Campo". *Estudio previo de terrenos. M.O.P.U.* pp.1-57.

PARGA, J.R. (1969).— Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trab. Lab. Geol. Lage.* núm. 37. pp. 3-17.

PEÑA BLASCO, J.A. (1972).— "Estudio petrogenético del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica". *Tesis Fac. Cienc. Madrid.* pp.1-196.

PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; VILAS, L.; BRELL, J.M. y BERTOLIN, M. (1971).— Las series continentales al Este de la Sierra de Altomira: *I. Congr. Hisp, Luso Amer. Geol. Econom.* T. 1. Secc.1. pp. 357-376.

RADIG, F. (1962).— "Ordovician-Silurian und die frage prauvriszischer faltungen in Nordspanien". *Geol. Radsch.* V. 52, pp. 346-357. Stuttgart.

RAMOS, A. (1979).— Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (prov. Guadalajara). *Seminarios de Estratigrafía.* núm.6, pp. 1-313

RAMOS, A.; DOUBINGER, J. y VIRGILI, C. (1976).— El Pérmico inferior de Rillo de Gallo (Guadalajara). *Acta Geol. Hispánica*. núm.11. (3) pp. 65-70.

RIBA, O. (1959).— Estudio geológico de la Sierra de Albarracín. C.S.I.C. *Monogr. Instituto Lucas Mallada*. núm.16 pp.1-253.

RÍOS, J.M. y ALMELA, A. (1945).— "Estudios sobre el Mesozoico del borde meridional de la Cuenca del Ebro". *Mem. I.G.M.E.* V. 54. pp. 245-301.

ROYO y GÓMEZ, J. (1922).— "El Mioceno continental Ibérico y su fauna malacológica". *An. Junta Amp. Est. e Inv. Cient.* núm. 30, pp.1 -227.

SACHER, L. (1966).— "Stratigraphie und tektonik der Non,vestlichen Hesperischen Ketten bei Molina de Aragón". *N. Jb. Geol. Palaeont. Mh.* V. 124, núm.1 pp.151-167. Stuttgart.

SAEFTEL,H. (1961).—"Paleogeografía del Albense de las cadenas Celtibéricas españolas". *Not. y Com. I.G.M.E.*, núm. 63, pp.163-192.

SAENZ, C. (1931).— "Pantanos de La Tranquera y Carenas en los ríos Mesa y Piedra. Estudio de las condiciones geológicas del emplazamiento y vaso". *Publ. Conti. Sind. Hidrog. Ebro. Zaragoza*, t. 36. pp. 31-110.

SAENZ,C. y MARÍN GONZÁLEZ, J.L. (1969).— "Geología del Valle del Río Piedra en Llumes (Zaragoza)". *Act. Geol. Fac. Cienc. Barcelona*. T. 4, núm. 4, pp, 91-95.

SCHEUPLEIN, R. (1970).— "Stratigraphie und tektonik der schichten folge in raum Daroca-Calamocha (Westliche Iberische ketten NE Spanien)". *Univ. Diss. Wurzburg*, pp.1-106.

SCHMIDT-THOME, M. (1968).— Beitrage zur fesinstratigraphie des unter kambriums in dem Iberischen ketten (Nordest-Spanien)". *Univ. Diss. Wurburg*, pp.1-141.

SCHMITZ, U. (1971).— "Geologische untersuchungen in kambrium und Tremadoc der westlichen Iberischen ketten. Nordlich Ateca (Zaragoza), N.E. Spanien". *Univ. Diss. Munster*. pp.1-132.

SDZUY, K. (1961).— Das Kambrium Spaniens. Teill 2: Trilobiten". *Acad. Wiss. Lit. Mainz. Abh. Natur.* T. 7-8 pp. 218-411. Mainz.

SDZUY, K. (1971).— Acerca de la correlación del Cámbrico inferior en la Península Ibérica: *Publ. I. Congr. Hisp. Luso. Amer. Geol. Econom.* T. 2, Secc.1, pp.753-768.

SERVICIO AGRONÓMICO NACIONAL MIN. AGRICULTURA (1970).— "Mapa Geológico de la provincia de Zaragoza. Escala 1:200.000". *Min. Agricultura*.

SERVICIO AGRONÓMICO NACIONAL MIN. AGRICULTURA (1970).— "Mapa Geológico de la provincia de Teruel". Escala 1:200.000". *Min. Agricultura*.

TEYSSENT, T. (1980).— "Erlauterungen zur geologischen kartierung des gebietes S. E. Codosun den Ostlichen Iberischen Ketten (N.E. Spanien)." *Unive. Dipt. Arb. Wurzburg*. pp.1-125.

TEYSSENT, T. (1980).— "El Paleozoico inferior de la Cordillera Ibérica (Cámbrico, Tremadoc, y Arenig.)". *XIV Curso de Geol. Práctica. Teruel* pp. 1-23.

TRICALINOS, J. (1928).— Untersuchengen über den Bau der Celtiberis chen ketten der nordstlichen Spaniens. *Z. deutsch. geol. Ges. Abh.* 80 pp. 409482. Berlin.

TRIGUEROS, E.; NAVARRO, A. y VILLALÓN, C. (1959).— "El límite Jurásico-Cretácico al Norte de Teruel". *Not. y com. I.G.M.E.* núm. 53 pp. 3749.

VIALLARD, P. (1973).— "Recherche sur le cicle alpine dans la Chaine Iberique Sud-Occidentale". *Tesis Univ. Toulouse*.

VIALLARD, P. (1978).— "Tectogenese de la Chaine Iberique: Relations substratum-couverture dans une tectonique polyphasee". *C.R. Acad. Sc. Paris.* T. 287. pp. 1103-1106.

VIALLARD, P. (1979).— "La Chaine Iberique: Zone de cisaillement intracontinentale pendant la tectogenese alpine". *C.R. Acad. Sc. Paris.* T. 289 pp. 65-68.

VIALLARD y GRAMBAST, L. (1970).— "Sur l'age post-Stampien moyen du plissement majeur dans la Chaine Iberique Castellaine". *C.R. Somm. Sc. Soc. Geol. France.* V. 1. pp.1-9.

VILLENA, J. (1967).— "Nota cartográfica preliminar de una zona de la Cordillera Ibérica comprendida entre Monreal del Campo y parte desde Molina de Aragón". *Act. Geol. Fac. Cienc. Barcelona.* V. 2, núm. 1, pp. 7-9

VILLENA, J. (1969).— "Mapa Geológico de la Laguna de Gallocanta (Teruel-Zaragoza) y sus alrededores". Guía Exc. "V Reunión Grupo Esp. Sedim." Pamplona, Zaragoza.

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. (1980).— El Ordovícico del sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. (En prensa).

VIRGILI, C.; HERNANDO, S.; RAMOS, A. y SOPEÑA, A. (1973).— Nota previa

sobre el Pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. *Acta Geol. Hispánica*. núm. 8(3) y pp. 73-80.

WOLF, R. (1980).— The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern, Sierra Morena) in Spain. Part. 1: The lower Ordovician sequenceof Celtiberia: *N. Jb. Geol. Palaont Abh.* núm. 160-1 pp.118-137.

YÉBENES, A. (1973).— "Estudio petrogenético de las carniolas infraliásicas de la Cordillera Ibérica". *Tesis Licenciatura. Univ. Madrid. (Ined.)* pp.1-118.



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

ISBN 84-7840-455-4

9 788478 404551