



Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

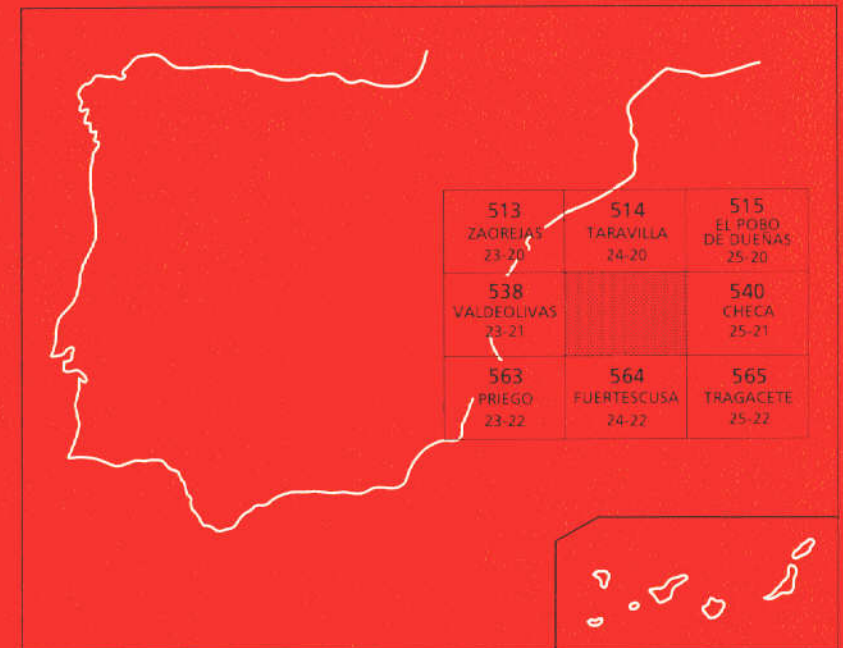
539

24-21

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



## PERALEJOS DE LAS TRUCHAS



Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

Escala 1:50.000

# **PERALEJOS DE LAS TRUCHAS**

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1989

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

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

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.  
Imprime: P. Montalvo, S.A.  
Depósito legal: M-12119-1989  
NIPO: 232-89-010-6

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

**DIRECCIÓN Y SUPERVISIÓN:**

V. Gabaldón (ITGE)

**AUTORES:**

P. del Olmo (C.G.S.)                      Cartografía, secciones estratigráficas, geomorfología y memoria.

M. Alvaro (C.G.S.)                      Cartografía, secciones estratigráficas, tectónica y memoria.

**COLABORADORES:**

M. C. Leal (C.G.S.)                      Micropaleontología y secciones estratigráficas del Cretácico.

M. Aguilar (C.G.S.)                      Petrografía y sedimentología de laboratorio.

A. Meléndez (Univ. de Zaragoza)	Secciones estratigráficas y sedimentología de carbonatos del Muschelkalk y Cretácico.
J. J. Gómez	Sedimentología de carbonatos de Muschelkalk y del Jurásico.
A. Lendínez (INTECSA)	Coordinación y Jefe de proyecto por parte de la agrupación temporal de empresas.

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

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

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información varia.

## 0. INTRODUCCIÓN

La hoja de Peralejos de las Truchas está situada en la Cordillera Ibérica y forma parte de las provincias de Cuenca y Guadalajara.

Geográficamente se sitúa en una región elevada por encima de los 1000 metros, que corresponde a la Serranía de Cuenca, en donde las alineaciones montañosas existentes tienen una orientación dominante Ibérica (NO-SE y NNO-SSE).

La red fluvial está constituida fundamentalmente por los cursos altos de los ríos Tajo, Guadiana y Cuervo que se encajan profundamente en los sedimentos calizos que componen la zona estudiada, dando lugar a profundas hoces de paredes verticales con escarpes superiores a los 100 mts de altura. La red fluvial tiene un carácter divergente siendo la escorrentía de los ríos irregular, tal como indica RIBA (1959) en su trabajo situado al SE de la zona estudiada.

La densidad de población es muy baja siendo los núcleos más importantes de población las localidades de Peralejos de las Truchas y Beteta. El resto de las localidades pertenecen a la Serranía de Cuenca, que constituye una gran extensión de bosques de pinos explotados en régimen comunal. La explotación de dichos bosques de pinos así como la ganadería lanar, son los recursos naturales más importantes de la zona, ya que la agricultura es muy escasa y únicamente está limitada a los valles de fondo plano en cuyas

proximidades estan asentados los núcleos de población.

Desde el punto de vista geológico la Hoja se sitúa en la parte central del Sistema Ibérico o Sistema Celtibérico, que está limitado por las Cuencas Terciarias del Tajo (al Suroeste), Duero (al Noroeste) y Ebro (al Noreste) y está constituido por una amplia gama de materiales que van desde el Precámbrico Superior hasta el Paleógeno continental, deformados según la directriz general NO-SE (Directriz Ibérica) con vergencia hacia el SO. en la parte occidental y hacia el NE. en la oriental. También se observan estructuras de dirección NE-SO (Directriz Guadarrama) y NNE-SSO. Se conservan numerosas cuencas internas rellenas por sedimentos continentales del Neógeno, entre las que destacan las de Calatayud-Teruel y Teruel-Alfambra, orientadas según la directriz Ibérica. Dichas cuencas representan el límite entre las dos ramas del Sistema Ibérico, la Rama Aragonesa (al Este) y la Rama Castellana (al Oeste) en donde queda situada la presente hoja.

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

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

Aparte de los métodos usuales en el levantamiento de mapas geológicos se han utilizado técnicas de nueva aplicación en la metodología del MAGNA, de acuerdo con 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. Al mismo tiempo se ha elaborado también un mapa geomorfológico de carácter morfográfico a escala 1:50.000.

## 1. ESTRATIGRAFÍA

En la hoja de Peralejos de las Truchas afloran sedimentos del Ordovícico, Triásico, Jurásico, Cretácico, Terciario y Cuaternario.

### 1.1. ORDOVICICO

Aflora en la parte central de la mitad Sur de la hoja formando un pequeño anticlinorio en las proximidades de la localidad de Cueva del Hierro.

Sobre el Paleozoico de la hoja y zonas limítrofes destacan los trabajos realizados por LOTZE (1954), RIBA (1959), TRURNIT (1967), HARTLEB (1967), VILLENA (1971, 1981) y las hojas geológicas MAGNA de Cella (566) y Tragacete (565) realizadas por C.G.S., así como las de Checa (540) y Taravilla (514) realizadas por INTECSA.

#### 1.1.1. Fm. Santed. Pizarras y cuarcitas (1). Tremadociense-Arenigiense

Afloran en el núcleo del anticlinorio que con dirección NO-SE se sitúa entre la localidad de Cueva del Hierro y el borde Sur de la hoja. La base de la



formación no es visible estando limitada a techo por los potentes bancos de cuarcitas del Arenigiense que constituyen la unidad cartográfica suprayacente.

Debido a la fuerte tectonización que presenta la serie, así como a que casi la totalidad de sus afloramientos aparecen recubiertos por suelo vegetal y derrubios de ladera, es imposible el levantamiento de series estratigráficas de detalle, y únicamente en el valle del Río Chico, a unos Kms. al Este de la localidad de Lagunaseca puede reconocerse una serie rítmica formada por una alternancia de areniscas cuarcíticas y pizarras con predominio de estas últimas. A causa del replegamiento que afecta a la serie es sumamente difícil medir la potencia de la misma, ya que son frecuentes las repeticiones de los distintos tramos. De una forma estimativa se puede cifrar su potencia alrededor de los 250 mts. Regionalmente esta formación, definida como Fm. Santed (SCHMITZ, 1971), tiene una potencia que varía entre los 200 y los 900 mts en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Las pizarras son de color azulado, muy micáceas, bastante arenosas y algo sericíticas indicando un ligero metamorfismo; aparecen bien estratificadas en bancos que generalmente no superan el metro de potencia.

Las areniscas son muy compactas e impuras, grauváquicas en tránsito a cuarcitas. La serie es muy ferruginosa de tal forma que en los manantiales que aparecen dentro de la formación es frecuente la presencia de costras ferruginosas.

Los niveles de pizarras arenosas tienen una estructura interna de *ripples* y ocasionalmente presentan laminación paralela así como secuencias granodecrescentes. Son frecuentes los niveles con bioturbación.

Los niveles cuarcíticos pueden presentar estratificaciones cruzadas de tipo tabular, no pudiendo haberse medido las direcciones de aporte debido a la intensa tectónica de plegamiento que la serie presenta.

Regionalmente los materiales que componen la Formación Santed se depositaron en una llanura de mareas de carácter predominantemente arenoso (*mixed-sand flat*).

No se han encontrado restos fósiles en esta unidad, habiéndose reconocido únicamente pistas que MELENDEZ (1971) atribuye a *Foralites*. Por consideraciones regionales y posición estratigráfica esta unidad cartográfica tendría una edad Tremadociense-Arenigiense. Más al Norte, en la hoja de Ateca (437), la serie presenta a techo fauna de Trilobites atribuibles al Arenigiense inferior.

### 1.1.2. Fm. Cuarcita Armoricana (2). Arenigiense

Se encuentran afloramientos de esta unidad en el anticlinorio situado entre la localidad de Cueva del Hierro y en borde Sur de la hoja. Estos

afloramientos corresponden a las Cadenas Ibéricas Occidentales (LOTZE, 1954). No han podido realizarse secciones estratigráficas de detalle dentro de esta unidad cartográfica debido a la intensa tectónica que la afecta así como al potente recubrimiento de derrubios de ladera que cubren los afloramientos.

El tránsito con la unidad subyacente está mecanizado y la potencia de las cuarcitas sólo puede establecerse de una forma estimativa entre 150 y 175 mts.

Está compuesto por cuarcitas blancas muy compactas, con estratificación difusa en bancos, de 1 a 10 mts. de potencia. Estos bancos están formados por granos de cuarzo de tamaño fino a medio, subredondeados, bien seleccionados y empastados por cemento cuarcítico. Aparecen muy fracturadas y aunque son de un color blanco característico presentan zonas ferruginosas que las tiñen de rojo. Su facies es similar a la Fm. Cuarcita Armoricana del resto de la Cordillera Ibérica.

En algunos afloramientos, los bancos presentan estratificaciones cruzadas de gran escala de tipo tabular con una morfología de barras. Algunos niveles presentan laminación cruzada de *ripples* y laminación paralela.

Se interpretan como depósitos de barras litorales. Se han datado como Arenigiense, no solamente por su semejanza de facies con el resto de los afloramientos de la Cordillera Ibérica, sino por la presencia de *Scolithus*, muy abundantes en este tramo.

### 1.1.3. Pizarras y areniscas cuarcíticas (3). Ordovícico medio

Por encima de la Cuarcita Armoricana se encuentra un tramo cartográfico con litología muy semejante al de edad Tremadociense que se sitúa por debajo de ella.

El potente recubrimiento que la serie presenta hace imposible el levantamiento de secciones estratigráficas de detalle y únicamente pueden reconocerse afloramientos parciales.

Se trata de una serie detrítica rítmica, compuesta por una alternancia de pizarras micáceas, arenosas, a veces cuarcíticas, y cuarcitas en bancos regulares, con un espesor medio de 0,50 metros.

Las pizarras son finamente arenosas y de color pardo rojizo. Están afectadas por fracturas rellenas de cuarzo.

Las cuarcitas y areniscas cuarcíticas son de grano fino a medio, mal clasificadas, con una matriz arcillosa y cemento cuarcítico. Presentan huecos de carga, laminación paralela y *ripples*.

La potencia de la formación es del orden de 150 mts., y el carácter rítmico que presenta en su base lo va perdiendo hacia el techo, donde predominan las cuarcitas sobre las pizarras.

No se han encontrado restos fósiles, pero por su situación estratigráfica

debe corresponder al Ordovícico medio. Sin embargo la ausencia de Trilobites y Graptolites, muy abundantes en áreas próximas (sierra de Albarracín, RIBA 1959), no descarta el que esta unidad cartográfica pueda corresponderse con tramos superiores de la Fm. Cuarcita Armoricana, y que no se corresponda con la Fm. Alternancia inferior descrita por CARLS et al. (1962, 1975).

## 1.2. TRIASICO

Los afloramientos del Triásico son escasos en la Serranía de Cuenca. Sin embargo en las regiones vecinas, como la Sierra de Albarracín y el sector NO de la Cordillera Ibérica, el Trias aflora con mayor profusión y ha sido estudiado por numerosos autores.

En la Sierra de Albarracín destacan los trabajos de RIBA (1959), TRURNIT (1964) y HINKELBEIN (1969).

En el sector noroccidental de la Cordillera VILLENA (1971) establece la estratigrafía del Triásico en la zona de El Pobo-Molina de Aragón. El estudio sedimentológico de RAMOS (1979) comprende al Pérmico, Buntsandstein y Muschelkalk inferior de esta zona. GARRIDO y VILLENA hacen en 1977 una síntesis general del Trias Ibérico. Finalmente el trabajo de CAPOTE et al. (1982) estudia la litoestratigrafía, sedimentología y evolución paleogeográfica de la región situada entre el Norte de la Hoja de Peralejos y el Sistema Central.

En el marco concreto de esta Hoja el primer estudio de los materiales Triásicos se debe a F. MELENDEZ (1971), que estudia el afloramiento de Cueva del Hierro.

### 1.2.1. Margas, limolitas, areniscas y brechas (4). Muschelkalk

Esta unidad cartográfica aflora en el flanco occidental del anticlinorio de Cueva del Hierro y se sitúa discordantemente sobre los sedimentos que constituyen la Fm. Cuarcita Armoricana y las pizarras y cuarcitas que se sitúan por encima de ella.

La potencia de la formación varía entre los 25 mts que presenta en la sección estratigráfica del Barranco de la Hoz y los 5 mts. que tiene en la localidad de Cueva del Hierro.

En la sección estratigráfica del Barranco de la Hoz la formación aparece discordante sobre las pizarras y areniscas cuarcíticas del Ordovícico medio. La serie comienza por un banco de 1 m. de brechas de cantos muy angulosos de cuarcitas y pizarras provenientes de la unidad sobre la que descansa. Este banco está poco consolidado con un cemento arcillo-arenoso de color

gris-ocre, y podría asimilarse a un paleosuelo producto de la alteración en superficie de la unidad cartográfica subyacente.

A continuación se sitúa un tramo de 1,5 mts compuesto por limolitas con laminación paralela que les confiere un cierto aspecto pizarroso. Los colores son grises, verdes, amarillentos y rojos y es frecuente la laminación de *ripples*. Directamente encima aparecen 1,5 mts de areniscas micáceas de grano medio de tonos amarillentos, bien estratificadas en capas centimétricas. Presentan laminación paralela y ondulada y *ripples*. Al microscopio presentan entre el 45 y el 50% de cuarzo y entre el 5 y el 10%, de feldespatos potásico. La fracción arena oscila entre el 20 y el 40%, la fracción limo entre el 20 y el 35%, siendo la fracción arcilla de un 10% (caolinita). Los minerales accesorios son turmalina y circón. El cemento es dolomítico y la textura irregular con zonas más carbonatadas y de mayor tamaño de grano.

Por encima hay un tramo de 4,5 mts de limolitas grises con laminación paralela, a veces ondulada, que en la base intercalan niveles centimétricos de areniscas con *ripples*, idénticas a las del tramo anterior. A continuación aparecen 8 mts de margas y margas limolíticas, rojas en la base, y alternando los tonos amarillentos y gris oscuro hacia el techo, donde aparece un nivel con restos carbonosos.

El resto de la serie está constituida por un tramo de 10 mts de potencia formado por margas grises con algunas intercalaciones de margas limolíticas con laminación paralela, cuyos levigados no han proporcionado ningún tipo de microfauna.

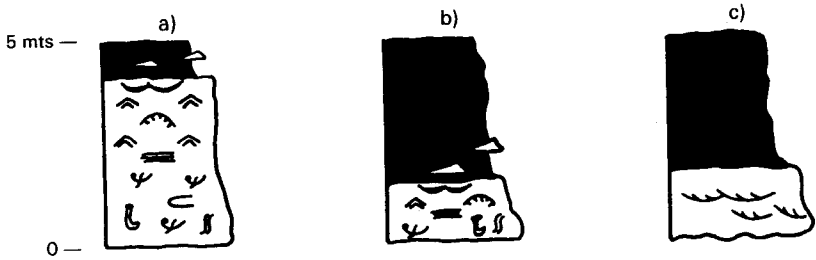
Los materiales descritos debieron depositarse en un ambiente de laguna costera con importantes oscilaciones en los aportes de material terrígeno.

La ausencia de microfauna fósil hace difícil su datación. LOPEZ, ARCHE Y DOUBINGER (1984) mediante el estudio de asociaciones palinológicas obtienen una edad Anisiense para estos sedimentos del Muschelkalk en facies detrítica.

### 1.2.2. Facies Muschelkalk. Dolomías, calizas y margas (5).

Los principales afloramientos de esta unidad cartográfica se localizan en los bordes del anticlinal de Cueva del Hierro. Existen otros dos pequeños afloramientos dentro de la hoja, uno en el valle que une la localidad de Valsalobre con la de Beteta y otro en el valle que une Valtablado de Beteta con Valsalobre.

Los materiales de esta unidad han sido estudiados en los perfiles de Cueva del Hierro y del Barranco de la Hoz. El primero de ellos ha sido realizado a lo largo de la carretera entre la localidad de Cueva del Hierro y en dirección hacia Beteta. En este perfil la parte inferior está mal representada e incompleta, encontrándose afectada por algunas fracturas y una intensa



LEYENDA

-  Estratificación lenticular
-  Estructuras flaser
-  Ripples de oscilación
-  Laminación de algas
-  Laminación paralela
-  Bioclastos
-  Pistas
-  Tubos verticales
-  Bioturbación moderada
-  Estratificación cruzada de surco

Fig. 1.- Secuencias tipo de carbonatos del Muschelkalk. a) Unidad inferior. b,c) Unidad Media

recristalización. El perfil del Barranco de la Hoz se ha realizado a 3 Kms. al ESE de la localidad de Lagunaseca a lo largo del camino que bordea al río, al Sur del Alto de la Juana, donde se corta completamente a la unidad.

La Facies *Muschelkalk* está representada por tres unidades menores con una potencia total entre 50 y 60 m. La unidad inferior  $M_1$  dolomítica está bien representada. La unidad media  $M_2$  margosa también presente en los perfiles intercala algunos niveles dolomíticos. La unidad superior  $M_3$  dolomítica se encuentra representada por niveles dolomíticos con algunos tramos margosos.

#### 1.2.2.1. *Unidad inferior* ( $M_1$ )

Está constituida por un conjunto de dolomías tableadas de tonos blanquecinos, que descansa mediante un contacto neto sobre las facies detríticas del *Muschelkalk*. Tiene una potencia aproximada de 30 metros en los dos perfiles estudiados. Las dolomías son cristalinas de grano fino y medio, y ocasionalmente son reconocibles texturas *mudstone* y *wackestone*, y a veces *packestone*. Las facies presentes en esta unidad son:

- facies con estratificación ondulada a nodulosa, bioturbación y pistas
- facies con estratificación paralela y ondulada, laminación planar y *ripples* de oscilación.
- facies con bioclastos y niveles de acumulación (*rills* bioclásticos), estratificación cruzada, laminación algal, estratificación *flaser* y estratificación lenticular.
- facies de margas.

Estas facies se asocian en secuencias de escala métrica, generalmente incompletas, constituidas, de muro a techo por las facies con bioturbación y pistas, las facies bioclásticas y las facies con laminación paralela *ripples* y algas (Figura 1 a). Hacia la parte superior de la unidad las secuencias son más potentes y bien desarrolladas, presentando a techo estratificación *flaser*, estratificación lenticular y facies de margas.

Esta asociación de facies caracteriza un medio de llanura mareal carbonatada, en el que están representados ambientes submareales y ambientes intermareales con amplio desarrollo de llanura arenosa (carbonatada detrítica) y llanura fangosa. Las facies con estratificación cruzada que aparecen esporádicamente corresponden a barras y canales de la llanura intermareal.

### 1.2.2.2. *Unidad media* (M<sub>2</sub>)

Su potencia oscila entre unos 10 y 15 m. y constituye una unidad fundamentalmente margosa, de tonos grises, con importantes intercalaciones dolomíticas que en algunos casos dificultan su diferenciación de la unidad suprayacente. Su base corresponde a un tránsito gradual desde la unidad inferior.

Las facies presentes en esta unidad son de tres tipos: facies de margas a veces laminadas; facies de dolomías estratificadas y tableadas con bioturbación, pistas, bioclastos, laminación paralela de algas y *ripples* y estratificación *flaser* lenticular; y facies de dolomías con estratificación cruzada y geometrías de canal y acreción lateral.

Las asociaciones de facies que incluyen facies dolomíticas originan dos tipos de secuencias (figura 1b y 1c):

— Incluyendo en su base un tramo dolomítico con bioturbación, bioclastos y laminación paralela y hacia arriba *flaser* y lenticular, con un importante tramo de margas a techo. (figura 1b).

— Presentando un nivel dolomítico basal, canalizado, con estratificación cruzada en surco, y un tramo de margas a techo.

Estas asociaciones se interpretan como correspondientes a llanuras de mareas, con representación del ambiente intermareal fangoso, que estaría cruzado por canales mareales pequeños, y lateralmente asociados a la llanura arenosa.

### 1.2.2.3. *Unidad superior* (M<sub>3</sub>)

Constituida por un conjunto dolomítico bien estratificado con frecuentes niveles de margas. Se ha medido una potencia que oscila entre 12 y 15 m. Descansa sobre la unidad media mediante un contacto gradual y transicional. Su aspecto general, con niveles de margas intercalados, se asemeja a la unidad infrayacente con la que puede llegar a confundirse.

Se han identificado tres tipos de facies: facies dolomíticas brechoides, nodulosas con bioturbación y pistas, tableadas con laminación paralela de algas y *ripples*, y estratificación *flaser* y lenticular; facies canalizadas con estratificación cruzada y sigmoides; y facies de margas a veces laminadas.

Estas facies se asocian en secuencias similares a las de la unidad media. Se interpretan como representativas del tránsito desde ambientes submareales a la llanura mareal arenosa con algún canal mareal y a la llanura mareal lutítica.

La Facies *Muschelkalk* constituye un ciclo evolutivo de tendencia levemente regresiva en su conjunto, por progradación de los medios intermareales más proximales (llanura fangosa) sobre los más distales (llanura arenosa

e incluso submareales someros) de la llanura mareal carbonatada.

Desde el punto de vista micropaleontológico en las distintas láminas delgadas así como en los levigados estudiados únicamente ha podido reconocerse la presencia de algunos restos de Equinodermos, así como de Gasterópodos, Lamelibranquios y Algas calcáreas.

La edad de la formación, tanto por facies como por su posición estratigráfica, es Triásico medio.

### 1.2.3. Facies Keuper. Arcillas, margas y yesos (6).

Sobre la serie carbonatada de la Facies Muschelkalk aflora la tercera formación del Triásico, que cierra este ciclo, y que constituye la Facies Keuper.

Los afloramientos más importantes de esta unidad cartográfica se sitúan en el ángulo NE de la hoja, rodeando el anticlinal de Cueva del Hierro y en el amplio valle que, de Norte a Sur, une las localidades de Valsalobre, Beteta y El Tobar. Sus afloramientos dan lugar a amplios valles con vertientes normalmente cubiertas por depósitos coluviales y fondos rellenos de depósitos aluviales, lo que imposibilita el levantamiento de secciones estratigráficas.

En afloramientos puntuales se pone de manifiesto que la formación está constituida por arcilla versicolores, abigarradas, predominantemente rojas, y evaporitas. Son abundantes los cristales de yeso así como los cristales de cuarzo bipiramidados de color blanco y rojo (Jacintos de Compostela). La salinidad de la formación es importante, habiendo sido explotada en la antigüedad mediante la desecación del agua extraída de pozos. Su potencia es difícil de calcular pues en todos los afloramientos aparece replegada y laminada por causas tectónicas.

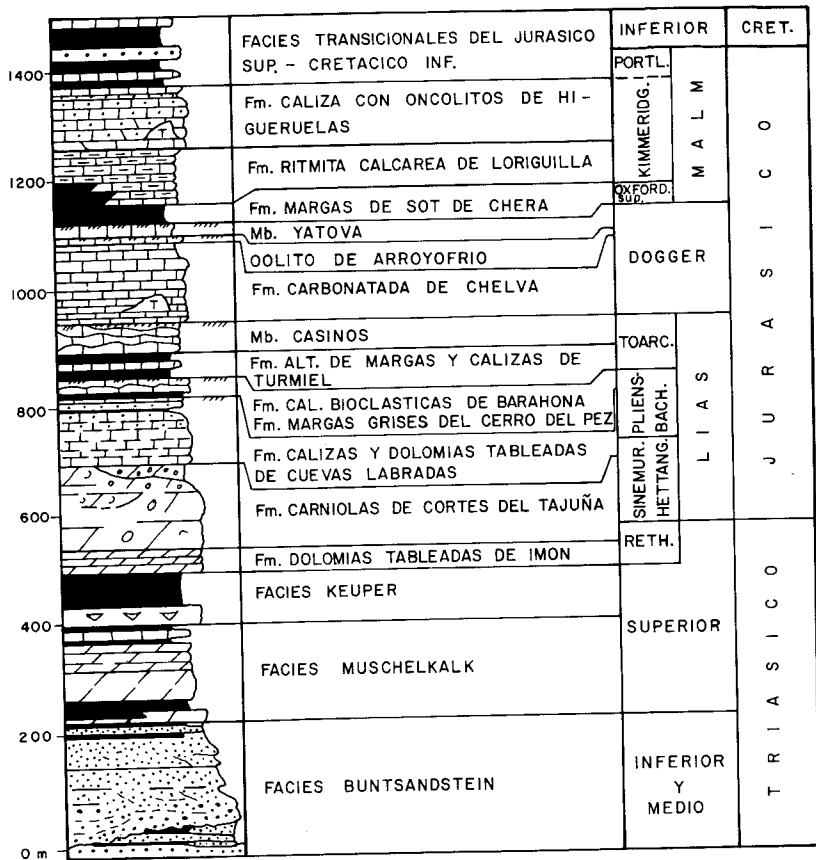
Las litologías dominantes son las arcillas y margas abigarradas o varioladas, yesos con texturas secundarias (fibrosos, nodulosos, alabastrinos). En zonas próximas, CAPOTE *et al*, (1982), estos materiales han sido interpretados como depósitos de una llanura próxima al litoral, que temporalmente sufría pequeñas transgresiones marinas, desarrollándose lagos efímeros semejantes a las *sebkhas* litorales.

A la formación se le atribuye una edad Triásico superior.

## 1.3. TRIASICO SUPERIOR-JURASICO

Los antecedentes bibliográficos de mayor interés son los trabajos de RIBA (1959) que estudia la estratigrafía y paleontología del Jurásico de la Sierra de Albarracín en un excelente trabajo que además incluye cartografía a escala 1:100.000, GEYER (1965), HINKELBEIN (1969), VILLENA (1971) y





LEYENDA



Fig. 2.- Columna estratigráfica sintética

VILLENA et al. (1971), MELENDEZ HEVIA (1971 y 1972), GOY et al. (1976), GOMEZ Y GOY (1979) y MELENDEZ, F. Y RAMIREZ DEL POZO (1972).

En los trabajos de GOY et al. (1976) y GOMEZ y GOY (1979), se definen las unidades litoestratigráficas del Jurásico de un amplio sector de la Cordillera, las cuales convenientemente agrupadas constituyen las unidades cartográficas distinguidas en la Hoja (fig. 2).

En la presente hoja afloran desde la Formación Dolomías Tableadas de Imon a los sedimentos pertenecientes al Dogger.

### 1.3.1. Fm. Dolomías tableadas de Imón y Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña (7). Rethiense-Lias inferior

Esta unidad cartográfica esta ampliamente representada en todo el ámbito de la hoja dando origen a resaltes morfológicos sobre los sedimentos más blandos de la Facies Keuper, y a fondos de valle en los núcleos anticlinales que no alcanzan al Triásico.

Debido a la complejidad tectónica existente en el área que ocupa la Hoja, en ningún punto de la misma es visible con claridad el tránsito de la Facies Keuper a los niveles carbonatados del Trias superior, aunque por comparación con el resto de la Cordillera Ibérica han podido ser identificados los distintos tramos.

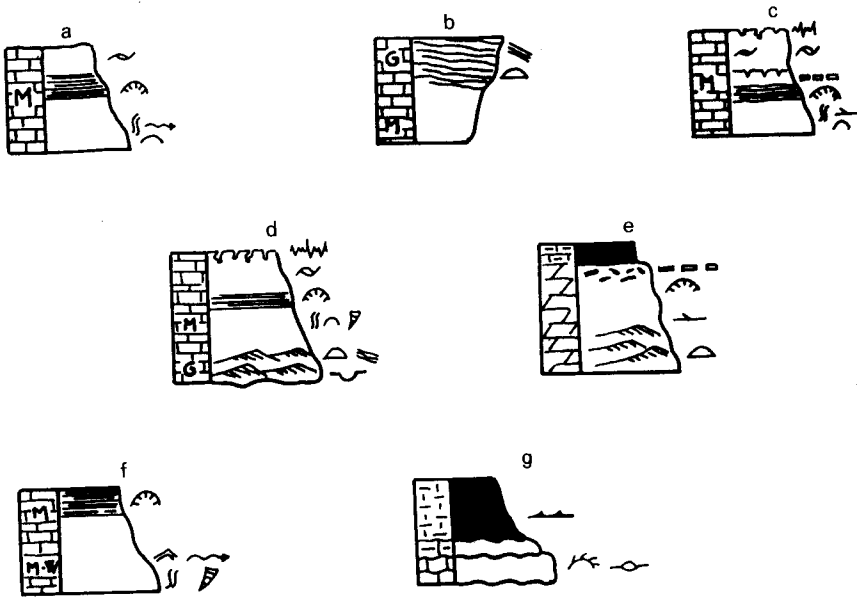
Los niveles inferiores de la Formación Dolomías tableadas de Imón se han estudiado en las proximidades de la localidad de Beteta, a lo largo de la carretera que conduce hasta Masegosa, en donde la potencia de la Fm. Dolomías tableadas de Imón oscila alrededor de los 20 mts. y está compuesta por dolomías grises y beige en capas de 0,1 a 1,5 mts, con algunos niveles de dolomías vacuolares que ofrecen aspecto de carniolas. Fundamentalmente son dolomicritas y dolomías de recristalización.

Presentan laminación paralela, laminación de origen estromatolítico y *ripples* de oscilación. En algunos bancos se observa, a techo, porosidad fenestral y láminas rotas. Estos depósitos corresponden a una llanura de mareas en una plataforma interna restringida de caracter hipersalino.

En esta unidad se reconocen sombras de Foraminíferos, Lagénidos y laminaciones de algas cianofíceas.

Por encima se sitúa un conjunto de dolomías, correspondiente a la Fm. Carniolas Cortes de Tajuña, que tiene una potencia del orden de los 100 mts., aunque la intensa fracturación que afecta a esta formación hace imposible medir con exactitud el espesor real de la misma.

Está constituida fundamentalmente por dolomías vacuolares oquerosas, muy recristalizadas y de aspecto masivo (carniolas). Ocasionalmente presentan clastos dolomíticos flotando en la matriz y niveles discontinuos de calizas dolomíticas tableadas, con vacuolas rellenas de calcita que le dan



LEYENDA

- Cuerpos canalizados
- Barras, dunas
- Estratíf. cruzada plana
- Ripples de oscilación
- Laminación de ripples
- Estructura lensen
- Laminación de algas
- Porosidad Fenestral
- Ostreidos

- Bioturbación moderada
- Rills bioclásticos
- Estratificación nodulosa
- Laminación paralela
- Laminas rotas
- Mudcracks
- Sup. karstificada
- Macrofósiles en general
- Gasterópodos

Fig. 3.- Secuencias tipo de carbonatos del Jurásico a,b,c,d,e. y f.- Fm. Cuevas Labradas. - g.- Fm. Calizas de Barahona

aspecto brechoide, como consecuencia de procesos de dedolomitización. También se intercalan bancos métricos de brechas de aspecto margoso y brechas con cantos de pelsparitas, micritas con gravels, micritas y calizas recristalizadas. Hacia el tercio superior aparecen calizas dolomíticas y calizas (*mudstones*) y calcarenitas (*grainstones*) que al microscopio son intraosparitas con trazas de Crinoides y Lamelibranquios.

Las carniolas, con o sin clastos y con niveles discontinuos de dolomías con laminación paralela, en ocasiones de origen estromatolítico, han sufrido transformaciones diagenéticas muy complejas y de gran importancia. Probablemente debió tratarse de un depósito originalmente carbonatado pero con frecuentes niveles de evaporitas cuya disolución dió origen a la brechificación y aspecto vacuolar de las carniolas que en esta zona constituyen la mayor parte de la serie. Se trata pues de brechas de colapso.

La unidad se interpreta como depósitos de lagoon de carácter hipersalino que pasan a condiciones más abiertas hacia el techo, al mismo tiempo que se acentúa la influencia de las mareas con depósitos ocasionales de fango (*mudstones*) y de barras (*grainstones*).

La unidad carece de fósiles de valor cronoestratigráfico pudiendo indicarse de manera tentativa que la Formación Dolomías Tableadas de Imón pertenecen al Triásico superior. El Límite Jurásico-Triásico, debe situarse dentro de la Formación Carniolas de Cortes del Tajuña.

### 1.3.2. Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (8). Sinemuriense superior (?).-Carixiense

Aflora ampliamente en el borde oriental de la hoja y a lo largo de las estructuras anticlinales que con dirección NO-SE cruzan la misma.

Ha sido estudiada a partir de las secciones estratigráficas de Hoz de Beteta y del Río Tajo (ver Doc. Complementaria). En ambas secciones estratigráficas se ha reconocido el tercio superior de esta formación, que puede llegar a tener 200 mts. de potencia.

Directamente encima de las carniolas descritas en el apartado anterior comienzan a aparecer los primeros niveles dolomíticos que anterior comienzan a aparecer los primeros niveles dolomíticos que gradualmente pasan a calizas microcristalinas grises con pasadas de bioclastos, bien estratificadas en bancos de 0,50 a 1 m. de potencia. Son *mudstones* y *wackestones* así como algunos *grainstones* formados por intraclastos, bioclastos y oolitos.

En el núcleo anticlinal de la Hoz de Beteta, afloran 58 mts. de serie que corresponden al techo de esta formación. Los tres metros basales están formados por *mudstones* bien estratificados en capas de 0,30 a 0,60 mts. y que corresponden a secuencias *shallowing-upward* como las representadas en la figura 3a, con potencias de 1 mts.

Los cinco metros siguientes corresponden a barras submareales y dan secuencia como las representadas en la 3b.

A continuación se encuentran 12 mts. de calizas bien estratificadas en bancos de 1 a 2 mts. de potencia que son fundamentalmente *mudstones* organizados en secuencias *shallowing upward* como las representadas en la fig. 3c.

Los 8 mts. de serie que se sitúan por encima corresponden a secuencias que comienzan con barras submareales formadas por *grainstones* que pasan a términos intermareales con bioturbación intensa y laminación algal. A techo se dan términos supramareales con porosidad fenestral y superficies karstificadas (fig, 3d).

A continuación viene un tramo parcialmente cubierto de unos 10 mts. de potencia. Los afloramientos parciales están formados por dolomías tableadas y calizas recristalizadas con juntas margosas.

Los 6 mts de serie que se sitúan por encima corresponden a secuencias somerizantes como las representadas en la figura 3e.

A continuación hay dos bancos masivos de 2 mts de potencia constituidos por *mudstones* y *wackestones* con restos de Gasterópodos. El techo de la serie está constituida por 5 mts. de *mudstones* tableados. Las secuencias sedimentarias que la serie presenta en estos tramos finales son como la representada en la figura 3f.

Aunque en el corte de la Hoz de Beteta no se han reconocido, por estar cubiertas, en otros puntos de la hoja la unidad termina con varias superficies ferruginosas con concentración de fauna fósil, que representa una interrupción sedimentaria generalizada en todo en ámbito de la Cordillera Ibérica y que marca el final del primer ciclo sedimentario de la secuencia del Lias, iniciado en la Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña y que tiene carácter transgresivo.

Las características de la Fm. Cuevas Labradas sugieren ambientes de plataforma interna (lagoon restringido) que hacia techo pasan a condiciones de plataforma más abierta reconociéndose depósitos de llanura de mareas con episodios más restringidos (margas) aislados por barras de *grainstones*.

Se reconocen fragmentos de Braquiópodos, Equinodermos, Gasterópodos, Lamelibranquios, Ostrácodos, Algas Dasycladáceas y Foraminíferos. Destacamos: *Pseudopfenderina* cf. *butterlini* (BRUN.) *Haurania* cf. *deserta* HENSON, *Haurania* cf. *amiji* HENSON *Mayncina* cf. *termieri* HOTT., *Pseudochrysalidina* sp., *Lingulina* gr. *pupa-tenera*, *Fronicularia* sp., *Glomospirella* sp. y *Favreina salevensis* PAR.

Esta asociación, junto con las dataciones de esta unidad por macrofauna, permite atribuir el techo de la serie al Pliensbachiense inferior. La base de la serie, no datada, pertenece probablemente al Sinemuriense Superior.

### 1.3.3. Fm. Margas del Cerro del Pez y Fm. Caliza bioclástica de Barahona (9). Carixiense sup.-Domeriense.

Aflora en todo el ámbito de la hoja a modo de bandas estrechas que se localizan en la base de las laderas desarrolladas sobre las margas suprayacentes.

La unidad ha sido estudiada en las secciones estratigráficas de Hoz de Beteta y Río Tajo, así como en las proximidades de Poveda de la Sierra (Doc. Complementaria) en donde presenta las mejores condiciones de afloramiento.

Las Fm. Margas grises del Cerro del Pez tienen una potencia que oscila entre los 6 y los 8 mts., según los distintos puntos en que ha podido reconocerse. Dicha formación está constituida por un conjunto de margas grises y verdes, con intercalaciones de niveles de 5 a 10 cm. de calizas bioclásticas (micritas, con un 20% de fósiles), con abundantes fragmentos de Moluscos algunos de los cuales se encuentran sustituidos por pirita. Son abundantes los Pectínidos y *Pholadomias*.

Las margas levigadas contienen Crinoides, Lagénidos y Ostrácodos. Se han identificado las siguientes especies: *Lenticulina minuta* BORN., *Astaculus prima* D'ORB., *Dentalina* aff. *matutina* D'ORB., *Planularia filosa* TERQ., *Cytherelloidea modesta* APOST., *Hungarella mouhersensis* (APOST.), *Procytheridea* sp. "D" APOST.

La edad asignada a la Fm. es Pliensbachiense superior.

Sobre esta formación margosa yace la Fm. Calizas bioclásticas de Barahona, que está constituida por 15 a 20 mts de calizas lumaquélicas estratificadas en capas decimétricas y de aspecto noduloso. Se trata de *grainstones* y *packstones* formados por intraclastos, oolitos y bioclastos con abundante bioturbación y superficies ferruginosas en el techo.

Las secuencias sedimentarias que presentan son similares a la representada en la fig. 3g. En conjunto esta unidad cartográfica constituye un ciclo sedimentario asimétrico y de carácter *shoaling upwards* con depósitos de margas de plataforma en la base y barras y dunas del margen de plataforma a techo.

Las calizas bioclásticas estudiadas contienen Equinodermos, Moluscos, Braquiópodos, Ostrácodos, Serpúlidos y Foraminíferos, entre los que cabe destacar: *Lenticulina* sp., *Lingulina* sp., *Dentalina* sp., *Nodosaria* sp., *N. cf. fontinensis* (BORN.), *Astaculus* sp., *Ammobaculites* sp., *Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp., *Vidalina* cf. *martana* FARINACCI, que caracterizan al techo del Pliensbachiense y base del Toarciense.

### 1.3.4. Fm. Margas y calizas de Turmiel (10). Toarciense.

Afloran extensamente en toda la hoja formando estrechas bandas en los flancos de las estructuras anticlinales. Constituyen la base de los resaltes

morfológicos que originan los niveles de calizas suprayacentes. Sus condiciones de afloramiento son malas, estando casi siempre cubiertas por depósitos de ladera. Por ello no ha podido realizarse en esta formación una sección estratigráfica de detalle y únicamente ha podido estudiarse en afloramientos puntuales.

La formación tienen una potencia que oscila entre 20 y 30 mts. y está constituida por una alternancia de margas y calizas nodulosas de colores gris azulado a gris pardo.

Las secuencias unitarias vienen dadas por ritmos de margas en la base y calizas arcillosas a techo. Contienen una abundante fauna de Lamelibranquios, Gasterópodos, Braquiópodos, Equinodermos, Corales y Ammonites.

Se interpretan como depósitos de plataforma y de cuenca, y constituyen junto con las calizas tableadas de la unidad suprayacente un ciclo de carácter *shoaling upwards* menos acentuado que el formado por la unidad descrita en el apartado anterior.

La asociación faunística que presenta está formada por: Crinoides, Lamelibranquios, Lagénidos (*Lenticulina* aff. *subalata* REUSS, *L. munsteri*, ROEMER), escasos Ostrácodos (*Procytheridea bucki* BIZON, *Cytherelloidea* sp.), Microfilamentos, Serpúlidos y Radiolarios.

Las microfacies descritas son características de esta formación a nivel regional. Se data como Toarciense.

### 1.3.5. Fm. Carbonatada de Chelva (11). Toarciense superior-Dogger

Los afloramientos de las calizas tableadas de esta unidad cartográfica dan origen a formas muy variadas: *hog-backs*, crestas, escarpes, etc.

En zonas próximas de la Sierra de Albarracín la potencia de la formación alcanza los 200 mts., y comienza con un tramo de 45 a 55 mts. de calizas microcristalinas alternando con margocalizas hojosas que corresponden al miembro Calizas nodulosas de Casinos.

En la presente hoja únicamente se reconoce este miembro, que tiene una potencia media de 50 mts., y ha sido estudiado en las secciones estratigráficas del cruce de Beteta-Carrascosa y Poveda I (ver Documentación Complementaria.)

Los primeros 15 metros de la serie están formados por tres secuencias de calizas micríticas (*mudstones* a *wackestones*) estratificadas en bancos de 15 a 25 cmts. con juntas margosas que a techo a cada secuencia tienen mayor entidad. Las calizas presentan estratificación nodulosa y ondulada, bioturbación, y algunos bancos tienen estratificación cruzada de pequeña escala. Son frecuentes las huellas de *Zoophicus*, así como las pistas horizontales y verticales que en algunos casos están piritizadas.

Los 12 mts. de serie que se sitúan por encima son similares al tramo

anterior, aunque aquí los estratos son más finos y las juntas margosas son más delgadas. La estratificación continua siendo nodulosa y ondulada, y a techo de las secuencias aparecen superficies ferruginosas.

El resto de la serie hasta los 50 mts. está compuesto por *mudstones* y *packstones* con microfilitos y abundantes microfauna. Las secuencias son estratocrecientes y a techo de las mismas, se observan superficies ferruginosas.

Como se ha indicado en el apartado anterior, esta formación junto con las margas de Turmiel constituyen una secuencia que tienen carácter *shoaling upwards*. Las calizas del Miembro Casinos se interpretan como depósitos de plataforma.

La asociación de microfauna que presentan es la siguiente: Equinodermos, Moluscos, Braquiópodos, Serpúlidos, Radiolarios, Microfilitos, Ostrácodos, Algas, Foraminíferos, *Fronicularia* sp., *Lenticulina* sp., *Astaculus* sp., *Epistomina* sp., *Ammodiscus* sp., *Eothrix* cf. *alpina* LOMB.

En la zona de la Hoz de Beteta las microfácies son algo diferentes. Se trata de biomicruditas recristalizadas y los fósiles aparecen como sombras. Se reconocen Gasterópodos, Lamelibranquios, Equinodermos, Briozoos, Serpúlidos, Ostrácodos.

La edad de la formación es Toarciense superior-Dogger.

#### 1.4. CRETACICO

El Cretácico de la hoja de Peralejos de las Truchas, junto con el del resto de la Serranía de Cuenca ha sido estudiado principalmente por MELENDEZ (1971 y 1972), RAMIREZ DEL POZO Y MELENDEZ, F (1972 a y b), MELENDEZ, F Y RAMIREZ DEL POZO (1972), MELENDEZ, F. et al (1974).

Están representados parte del Cretácico inferior (Facies Weald) y el Cretácico superior (Fm. Arenas de Utrillas, serie Carbonatada del Cretácico superior y Facies Garumn).

##### 1.4.1. Facies Weald. Conglomerados, areniscas, arcillas y calizas (12). Barremiense-Aptiense.

Aflora casi siempre en la base de los terrenos cretácicos. Sus materiales están normalmente recubiertos, y morfológicamente constituyen vertientes regularizadas.

Se ha estudiado en la columna de Poveda II. (Doc. Complementaria).

Reposa discordantemente sobre el Jurásico. Generalmente se apoya en las calizas del Miembro Casinos, llegando a situarse sobre los sedimentos del



Lías inferior y medio en los flancos del Anticlinorio de Cueva del Hierro. Esta discordancia es muy suave y tiene un marcado carácter cartográfico.

En la sección de Poveda II se han medido unos 75 metros, aunque hay que señalar que su potencia es variable, pues además de estar erosionada uniformemente bajo la formación suprayacente, su carácter litológico hace que frecuentemente origine disarmonías estructurales, actuando como nivel de despegue secundario. En general el espesor varía entre cero y más de 100 metros.

La unidad está constituida por conglomerados, areniscas, arcillas de colores abigarrados y calizas.

Suele comenzar por un conglomerado calcáreo de cantos jurásicos heterométricos y brechoide, con matriz de arenisca silíceas. Su espesor es variable, desde algunos centímetros hasta dos metros.

Por encima se sitúa un tramo de unos 30 mts. de potencia, constituido por arcillas y limolitas abigarradas con tonalidades rojas y verdes, de aspecto masivo, que en algunos puntos parecen intercalar niveles edafizados y restos de suelos calcimorfos.

A continuación vienen dos cuerpos canalizados de arenas silíceas blancas de 4 y 3,5 mts de potencia, separados por 1,5 mts, de arcillas rojas y verdes.

Las arenas son de grano fino a medio, caolínicas y muy similares a las de la Fm. Arenas de Utrillas.

Presentan bases canalizadas, secuencias granodecrecientes y niveles de gravas dispersas. A techo suele haber un nivel cementado por carbonatos.

El resto de la serie está formado por secuencias granodecrecientes que comienzan con un tramo de calizas arenosas con bases canalizadas con grava cuarcítica, oncolitos y restos de plantas, que hacia el techo pasan a biomicritas de algas con restos de peces. Las secuencias continúan con un tramo de margas grises lajosas, y suelen terminar con un nivel edafizado colonizado por raíces, que a veces está erosionado. Tanto los niveles de calizas arenosas con que comienzan las secuencias, como los niveles edafizados con que terminan, son muy ricos en restos de vertebrados que en algunos casos superan el medio metro de longitud.

La facies Weald en este sector de la Cordillera Ibérica se interpreta como depósitos fluviales de baja sinuosidad y de carácter efímero, produciéndose después del relleno del canal episodios de encharcamiento con desarrollo de pantanos y turberas.

La asociación de microfósiles que esta unidad cartográfica presente es la siguiente: Girogonitos de Charofitas y Ostrácodos, *Atopochara trivolis* PECK., *Atopochara trivolis triqueta* GRANB., *Globator* aff. *trochidiformis* GRANB., *Nodosoclavator* sp., *Cypridea menevensis* (AND.), *C. rotundata* AND. Y *Cyprideis* sp.

La asociación data los sedimentos que la contienen como *Barremiense superior-Aptiense inferior*.

#### 1.4.2. Fm. Arenas de Utrillas. Arenas, arenas caoliníferas y arcillas (13) Albiense-Cenomaniense inferior

Está ampliamente representada en la hoja aunque se encuentra casi siempre muy recubierta, situándose en las vertientes bajo los resaltes morfológicos originados por las series carbonatadas del Cretácico suprayacente.

Las zonas más apropiadas para el estudio de esta formación se ubican en las proximidades de las localidades de Pañalén y Poveda de la Sierra, en donde los sedimentos se explotan para la obtención de caolín.

CAPOTE et al. (1982) para el estudio sedimentológico de esta formación realizan 16 columnas estratigráficas de detalle, dos de las cuales se localizan en las dos canteras ubicadas en las localidades anteriormente citadas y el resto en las hojas situadas al Norte y Este de la presente.

Litológicamente esta unidad está constituida por arenas blanco amarillentas, caoliníferas, en bancos poco definidos de potencia métrica, con cantos de cuarzo y cuarcita, restos de plantas y cantos blandos arcillosos, con intercalaciones poco potentes de arcillas plásticas. Su espesor oscila entre 50 y 100 metros. Su techo está poco definido a causa de intercalaciones de niveles de margas con Ostreoides. Las arenas tienen morfoscopia subangulosa a subredondeada y están formadas por cuarzo feldespato potásico alterado y abundante glauconita.

La mayor parte de los litosomas se presentan como cuerpos tabulares a escala del afloramiento siendo poco frecuentes los cuerpos canalizados a esta escala. En general no existe correlación entre ellos en secciones próximas (CAPOTE et al., 1982) por lo que debe admitirse que se acuñan lateralmente y se relevan.

Las secuencias elementales observadas son las siguientes:

1) base erosiva, depósito de carga residual en la base (gravas cuarcíticas, cantos blandos y restos vegetales) y estratificación cruzada de gran escala (en arena gruesa o microconglomerado) con una potencia de 0,3 a 1 m. y sets limitados por superficies de erosión o reactivación.

2) Sets de gravas planares (1 m.) a veces con cicatrices a techo y estratificación cruzada de gran escala como la anterior.

3) Estratificación cruzada de gran escala como las anteriores y niveles horizontales y discontinuos de gravas. Es la asociación más frecuente y puede dar lugar a grandes espesores de sedimentos.

4) Estratificación cruzada de gran escala y niveles de arena media masiva sin bioturbación aparente.

Con menor frecuencia aparecen facies de estratificación cruzada de pequeña escala en arena fina; lutitas masivas, de variada coloración, con arena gruesa y cantos; lutitas con laminación horizontal (depósitos de decantación); estratificación flaser relacionada con sedimentos de decantación y encostramientos ferruginosos a techo de los cuerpos tabulares detríticos gruesos o interestratificaciones en sedimentos finos que pasan a nódulos ferruginosos.

Las cuatro secuencias elementales se asocian en la vertical para dar cuerpos tabulares que pueden estar formados por la misma sucesión elemental o por varias de ellas sin que se observe una sucesión de secuencias determinada.

La asociación del tipo 1 encaja en el modelo fluvial ya que los cuerpos tabulares arenosos están compuestos por canales coalescentes. Por el contrario los tipos 2,3 y 4 se encuentran relacionados en los cuerpos tabulares unicamente por acreción lateral. CAPOTE *et al.* (1982) dan como única interpretación posible la de un proceso de *backfilling* de canal de baja sinuosidad.

La asociación 3, que es la más dominante, no tiene explicación en el contexto fluvial, debido a la geometría de los niveles discontinuos de gravas y puede estar relacionada (CAPOTE *et al.* 1982) con medios transicionales de deltas de dominio mareal.

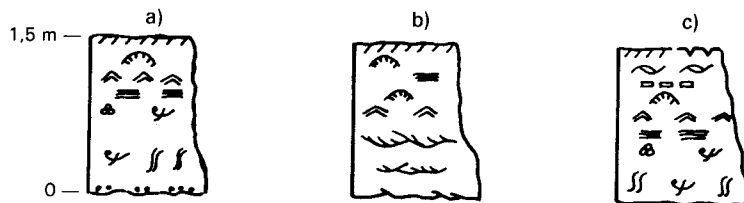
La unidad carece de restos fósiles de valor cronoestratigráfico. Su base y sobre todo el techo son algo diacrónicos. Regionalmente se sitúa sobre sedimentos datados como Barremiense-Aptiense y bajo materiales de edad Cenomaniense inferior, por lo que en su mayor parte debe corresponder al Albiense sin que se pueda descartar la posibilidad de que llegue al Cenomaniense.

#### 1.4.3. Fm. Margas de Chera, Fm. Dolomías de Alatoz, Fm. Dolomías de Villa de Ves y Fm. Margas de Casa Medina (14). Cenomaniense

Esta unidad cartográfica aflora en los flancos de las principales estructuras anticlinales que afectan al Cretácico de la Hoja de Peralejos de las Truchas.

##### a) Formación Margas de Chera

Constituye la base de la unidad cartográfica, que comienza por un conjunto de margas verdes a veces muy glauconíticas, con un contenido variable en arenas silíceas. En esta formación se intercalan algunos niveles arenosos y conglomeráticos en la base y dolomíticos hacia el techo. Este



LEYENDA

- Superficie ferruginosa
- Mudcracks
- Estromatolitos
- Ripples de oscilación
- Laminación paralela
- Forasimíferos
- Bioclastos
- Bioturbación moderada
- Láminas rotas
- Porosidad fenestral
- Estrat. cruzada de surco
- Cantos negros

Fig. 4.- Secuencias tipo de carbonatos del Cretácico a,b) Fm. Dolomías de Alatoz. c) Fm. Dolomías de Villa de Ves.

tramo basal es asimible a la Fm. Margas de Chera de VILAS et al (1982). Ha sido estudiada en las secciones estratigráficas de Vadillos y Valsalobre (ver Doc. Complementaria).

Estas facies se encuentran asociadas en ciclos de escala métrica, con dolomías bioturbadas y fósiles en la base (a veces erosiva) y términos laminados hacia techo.

Se reconocen igualmente ciclos con su parte basal canalizada y estratificación cruzada, con laminación a techo. Las superficies superiores suelen estar débilmente encostradas. Corresponden a secuencias de somerización *shallowing upwards* correspondiendo a progradación de la llanura mareal, o a relleno de canal. Ambas se sitúan en el contexto de una plataforma interna-llanura mareal carbonatada con representación de ambientes sub. e intermareales.

#### b) Formación Dolomías de Alatoz

Este tramo de la unidad cartográfica es asimilable a la Fm. Dolomías de Alatoz. de VILAS et al (1982).

A techo del tramo anterior, se sitúa una sucesión de dolomías estratificadas que hacia su parte alta pierden parcialmente la estratificación pasando a aparecer como tramos masivos a la vez que aumenta el grado de cristalización.

#### c) Formación Dolomías de Villa de Vés

En la sección de Vadillos este tramo dolomítico tiene una potencia y en la de 30 de Valsalobre 25 mts.

Se han identificado facies de dolomías bioturbadas, con fósiles y bioclastos, con laminación paralela de algas y *ripples*, así como láminas rotas, porosidad fenestral, grietas de desecación y superficies ferruginosas.

A pesar del alto grado de dolomitización se ha podido reconstruir la siguiente asociación que corresponde a un ciclo completo de escala métrica (fig. 4c). Dolomías bioturbadas y con fósiles en la base, por encima términos con laminación paralela y *ripples* tapizados por algas a veces estromatolíticas y a techo láminas rotas, porosidad fenestral y grietas de desecación y/o superficie de encostramiento ferruginizada.

Corresponde a una secuencia compleja de somerización por progradación de la llanura de mareas, con representación de los medio supramareales (grietas, porosidad) intermareales (laminaciones) y submareales (fósiles, bioturbación).

Este tramo de la unidad cartográfica es equivalente a la Fm. Dolomías de Villa de Vés (VILAS et al. 1982).

#### d) Formación Margas de Casa Medina

La unidad cartográfica termina con la Fm. Margas de Casa Medina que

presenta una potencia de 16 mts en la sección de Vadillos y 7 m. en la de Valsalobre. En la primera localidad está constituida por dolomías nodulosas con alto grado de cristalización mientras que en Valsalobre son calizas nodulosas con Brizoos y Foraminíferos planctónicos y bentónicos, así como abundantes huellas de bioturbación. Son biomicritas *wackestones*.

Se presentan como una sucesión uniforme, característica regional, y se interpretan como depósitos de plataforma abierta y cierta profundidad, constituyendo un máximo transgresivo para el conjunto de las unidades cenomanienses.

Regionalmente, en el tránsito de la Facies Utrillas a la Fm. Margas de Chera aparece un tramo de calizas (Miembro calizas de la Bicuerca. VILAS et al. 1982). En la presente hoja este tramo no está bien representado y únicamente en algunos afloramientos muy restringidos se han estudiado unos niveles de calizas arenosas con abundantes restos de Moluscos (Ostreidos), Equinodermos, Ostrácodos, Serpúlidos, Briozoos y Algas Dasycladáceas. Se calcifican: *Hensonina lenticularis* (HENSON), *Orbitolina* sp., *Daxia cenomana* CUV. y SZAK., *Biconcaba bentori* HAM-S. MARC., *Flabellamina* sp., *Marssonella* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Cuneolina* sp., y *Boueina hochtetteri* TOULA.

La extensión biostratigráfica de la asociación es Albiense medio-Cenomaniense inf. aunque regionalmente este Miembro representa el paso Albiense sup.-Cenomaniense inferior.

La asociación de microfauna determinada en cada una de las formaciones de esta unidad cartográfica es la siguiente:

— Fm. Margas de Chera:

*Cytherella ovata* (ROEM.), *Cytherella* sp., y *Doloccytheridea* sp.

— Fm. Dolomías de Alatoz:

Se reconocen sombras de Moluscos, Ostrácodos y laminaciones de posibles Algas Cianofíceas.

— Fm. Dolomías de Villa de Vés:

Lamelibránquios, Rudistas, Ostrácodos, Briozoos, Equinodermos, Algas, Foraminíferos como: Miliólidos, Ataxophragmidos; destacando: *Charentia cuvillieri* NEUM., *Pseudolituonella reicheli* MARIE, *Pseudorhiphydionina* cf. *casertana* (DE CASTRO), *Nummoloculina* sp., *Acicularia* sp.

La asociación caracteriza la Fm. como *Cenomaniense superior*.

— Fm. Margas de Casa Medina:

Lamelibránquios y Ostreidos, Equinodermos, Ostrácodos, Algas, Briozoos, Foraminíferos planctónicos y bentónicos como:

*Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Pithonella sphaerica* (KAUF.) *Coxites zubairensis* SMOUT, *Pseudolituonella reicheli* MARIE, - *Chrysalidina*

*gradata* D'ORB., *Idalina* sp., *Discorbis* sp., *Gavelinella* sp., *Nezzazata* sp., *Marssonella* sp., *Tritaxia* sp. y *Gaudryna* sp.

La microfacies de la Fm. Margas de Casa Medina es de plataforma abierta. La microfauna planctónica permite atribuir una edad de *Cenomaniense superior-Turoniense inferior*.

#### 1.4.4. Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada. Dolomías masivas y calizas nodulosas a techo. (15). Turoniense.

Esta unidad es una de las más características de la Serranía de Cuenca, pues origina un resalte morfológico visible en todo el ámbito de la hoja. Se ha estudiado en el perfil de Vadillos (Doc. Complementaria) una potencia de 70 m., aumentando hacia el Este. Se trata de un conjunto dolomítico, generalmente con alto grado de cristalización, de aspecto masivo, en el que es difícil reconocer las texturas de depósito si bien es posible observar los rasgos geométricos de gran escala tales como grandes cuerpos lenticulares y estratificación cruzada de gran escala.

En algunos puntos en lo que la dolomitización es menos intensa se reconocen texturas calcareníticas o biocalcareónicas con presencia de fantasmas de Rudistas.

Las características observadas así como los datos regionales existentes sobre esta unidad permiten hacer una interpretación de conjunto. Se trataría de un complejo sedimentario constituido por *mounds* de carácter arrecifal constituidos por Rudistas y algas calcáreas que suministrarían los elementos calcareníticos que se acumulan en grandes barras litorales. El conjunto constituiría una barrera discontinua que supone una modificación de la plataforma respecto a la unidad infrayacente.

El contacto inferior de la unidad aparece como un contacto neto, posiblemente discordante a escala regional, mientras que el contacto superior debe corresponder a una discontinuidad también regional con señales de emersión, karstificación, brechificación, etc.

La edad Turoniense se le asigna por criterios regionales y estratigráficos, pues no contiene fauna determinativa, únicamente restos de Rudistas y fósiles indeterminables.

#### 1.4.5. Fm. Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera. Fm. Calizas de Hontoria del Pinar. Dolomías estratificadas y brechas (16). Coniaciense-Santoniense.

Sus afloramientos están ampliamente representadas dentro de la hoja y dan lugar a un segundo resalte morfológico importante dentro de la serie

carbonatada cretácica, en las hoces de los ríos. En ocasiones se encuentran arrasados por la superficie de erosión pliocena.

Esta unidad ha sido estudiada en el perfil de Cañizares en donde aparece con una potencia de 70 a 85 m., encontrándose la base parcialmente cubierta. Se trata de una sucesión dolomítica, estratificada e incluso tableada en su base y masiva en el resto, pudiendo aparecer parcialmente brechificada.

La parte inferior presenta facies de dolomías con bioclastos a veces en niveles de concentración y dolomías laminadas. Ocasionalmente parecen reconocerse texturas en malla tipo *chicken wire*, con pseudomorfos de evaporitas; también se observan algunas superficies limoníticas.

Estas facies parecen corresponder a ciclos métricos de depósitos muy someros y supramareales en zonas de elevada salinidad.

En las dolomías masivas no se han podido reconocer texturas si bien se identifican zonas estratificadas que incluyen porosidad de disolución de bioclastos y restos de laminación.

Dada la escasez de datos y las características de la unidad, regionalmente se interpreta como depósitos correspondientes a plataforma interna somera con posibilidad de existencia de etapas supramareales hipersalinas.

Estos 60 a 70 mts. basales de la unidad cartográfica deben ser equivalentes a la Fm. Calizas Dolomíticas del Pantano de la Tranquera de MELENDEZ (1985), por posición estratigráfica.

La unidad cartográfica termina con un tramo formado por dolomías y calizas dolomíticas estratificadas, de una potencia de 10 a 15 mts., que presenta huellas de Foraminíferos y bioclastos de Bivalvos que podrían corresponder por su facies y situación estratigráfica a la Formación Calizas de Hontoria del Pinar.

Este nivel es correlacionable con el de otros sectores de la Serranía en el que se identifica claramente un máximo transgresivo y de extensión de las facies con Rudistas y Miliólidos.

En conjunto esta unidad de, difícil definición en la hoja de Peralejos, es correlacionable con un tramo poco potente y bien estratificado, con menor intensidad de dolomitización, que se sitúa por encima de las dolomías masivas de la unidad infrayacente y por debajo de la unidad suprayacente de brechas dolomíticas en el sector meridional de la Serranía de Cuenca.

La asociación de microfauna que presenta la unidad cartográfica es la siguiente: Gasterópodos, lamelibranquios, Ostrácodos y foraminíferos *Spiroplectammina* sp. y Miliólidos.

La edad que se le asigna por correlación con zonas próximas es *Coniaciense-Santoniense*.

#### 1.4.6. Brechas y carniolas (17). Santoniense-Campaniense.

No ha sido estudiada en ninguno de los perfiles realizados por falta de



afloramiento accesible y condiciones de observación. Sin embargo su presencia en la hoja corresponde a una unidad masiva constituida por brechas dolomíticas muy heterométricas y monogénicas.

En otros puntos de la Serranía de Cuenca donde se han realizado observaciones se identifican tramos que conservan características primarias tales como estratificación, laminación estromatolítica, estructuras de exposición subárea como *tepees*, grietas y brechas de desecación, y frecuentes niveles con pseudomorfos de anhidrita.

Su interpretación a escala regional (y en base a datos de sondeos) corresponde a depósitos litorales y de sebkha costera con predominio de los depósitos laminados y evaporíticos (en condiciones de aridez). La brechificación del conjunto corresponde a etapas diagenéticas tempranas debida al lavado por agua dulce de las evaporitas y colapso generalizado de la unidad.

## 1.5. CRETACICO TERMINAL—PALEOCENO.

Regionalmente estos materiales han sido estudiados por SAENZ GARCIA (1957), VIALARD et al (1970), VIALARD (1973), MELENDEZ, F. (1971, 1972) y RAMIREZ y MELENDEZ, F. (1972), centrándose los trabajos sobre el área de la Serranía de Cuenca fundamentalmente.

### 1.5.1. Arcillas, areniscas, calizas y conglomerados (18). Campaniense superior-Paleoceno.

Solamente existe un pequeño afloramiento de esta unidad cartográfica dentro de la hoja. Se sitúa al Sur de la localidad de Poveda de la Sierra, a lo largo del valle del Barranco del Avellano, en el núcleo de una estructura sinclinal y delimitado por contacto mecanizados en ambos flancos.

Debido a las condiciones de afloramiento, y a los depósitos de ladera que los enmarcaran, es imposible realizar una sección estratigráfica detallada en esta formación, pudiéndose puntualmente reconocer la naturaleza de los sedimentos que la componen.

El carácter de la serie es fundamentalmente detrítico y se reconocen cuerpos de conglomerados de cantos de caliza, de 3 a 10 cmts. de diámetro, con escasa matriz y cemento calcáreo. La potencia de estos cuerpos supera los 5 mts. y presentan bases canalizadas y cicatrices internas.

Hacia el techo la serie presenta un conjunto de margas de tonos ocres y marrones, con intercalaciones de micritas arenosas en bancos de 0,20 m. Su potencia es muy difícil de evaluar, pero en cualquier caso supera los 20 mts. Los niveles más altos de la serie están constituidos por 3 mts. de calizas gris oscuro en bancos de 0,30 a 0,50 cmts. con interestratos margosos.

La unidad es asimilable a los depósitos conocidos como Facies Garum en otros puntos del Sistema Ibérico y representa la culminación del ciclo regresivo del Cretácico superior iniciado a partir del Turoniense.

Aunque no se han realizado observaciones que puedan confirmarlo, por consideraciones regionales deben corresponder a un ambiente de transición marino-continental.

La asociación de microfauna que se reconoce en esta formación pertenece al Cretácico terminal, Campaniense sup.-Maastrichtiense, y la edad de la misma llega hasta el Paleoceno.

## 1.6. Terciario

Los materiales terciarios de la Hoja de Peralejos de las Truchas tienen una extensión reducida alojándose en los núcleos de las estructuras sinclinales. Anteriormente sólo han sido estudiados por MELENDEZ, F. (1971).

### 1.6.1. Margas y conglomerados (19). Paleógeno.

Sus afloramientos quedan restringidos al ángulo noroccidental de la hoja, en donde constituyen el cierre periclinal de una estructura sinclinal que se continúa en la vecina hoja de Valdeolivas.

Debido a las condiciones de afloramiento únicamente afloran en la hoja de Peralejos los términos basales de la unidad. Están constituidos por conglomerados de cantos calizos de hasta 30 cmts, de diámetro, debilmente cementados por carbonatos, entre los que se intercalan niveles de margas. La potencia de la unidad supera los 50 mts. dentro de la hoja, aunque ya se ha mencionado que se trata únicamente de los términos inferiores de la serie paleógena.

En la vecina hoja de Valdeolivas presenta frecuentes cambios laterales de facies en cortos espacios, y está constituida generalmente por margas blancas y ocres en la base, y conglomerados rojizos de cantos cuarcíticos de tamaño menudo en la base que pasan a cantos calcáreos de mayor tamaño hacia el techo, así como areniscas de grano grueso a medio con frecuentes estructuras tractivas de gran escala. Este conjunto se presenta en la totalidad de los casos observados dispuesto en estratos canaliformes, de base claramente erosiva, con un desarrollo lateral corto.

En muestras aisladas, recogidas en la Rambla de Villanueva (hoja de Valdeolivas), se han reconocido litofacies constituidas por biomicritas y dismicritas, así como micritas arenosas, con un contenido faunístico característico de ambientes lacustres, como son charáceas, ostrácodos, algas cianofíceas y clorofíceas, moluscos, etc.

El medio de sedimentación de estas facies es de carácter mixto fluvio-lacustre aunque predomina el dominio fluvial con llanuras pantanosas, como lo demuestra la existencia de restos vegetales rotos en la base de los tramos carbonatados y colonizaciones algales en los techos.

Estos sedimentos caracterizan probablemente el Oligoceno inferior-medio.

### 1.6.2. Conglomerados, areniscas y arcillas rojas (20). Oligoceno superior Mioceno inferior.

Sus afloramientos se sitúan en el ángulo suroccidental de la hoja, en el núcleo de la estructura sinclinal por la que discurren los ríos Guadiela y su afluente Cuervo.

Morfológicamente dan origen a *chevrons* o mesas, dependiendo de que se encuentren plegados o subhorizontales.

No es factible la realización de una sección estratigráfica de detalle dentro de la presente hoja, debido a las condiciones de afloramiento que la unidad cartográfica presenta, y únicamente se reconocen las secuencias que forman la sucesión estratigráfica en afloramientos puntuales.

La potencia de la formación supera los 500 mts. en la vecina hoja de Valdeolivas.

Fundamentalmente se trata de conglomerados de cantos calizos del Jurásico y del Cretácico, de 3 a 50 cms de diámetro y algún canto disperso de cuarzo y cuarcita, con matriz limo-arenosa y cemento calcáreo, alternando con arcillas y arcillas limolíticas rosadas y rojas y delgadas intercalaciones de calizas lacustres.

La formación se encuentra discordante sobre la serie del Cretácico superior y en su base está constituida por *debris flows* de cantos y bloques de caliza, que hacia términos más altos pasan a secuencias en las que alternan cuerpos canalizados de conglomerados con base erosiva y cicatrices inter-nas, fangos, limolitas rosadas y arcillas rojas, y un término superior formado por horizontes de fango carbonatado de origen palustre o palustre-edáfico.

Se trata pues de un sistema de abanicos aluviales que evoluciona de facies más proximales a distales.

No se ha reconocido fauna fósil dentro de esta formación. La edad atribuida a la misma (*Oligoceno Sup.-Mioceno inferior*) viene dada por su posición estratigráfica y consideraciones regionales.

## 1.7. CUATERNARIO

Los sedimentos cuaternarios tienen escaso desarrollo dentro de la hoja

por lo que únicamente se han representado los afloramientos más extensos para no entorpecer la lectura del mapa.

#### **1.7.1. Gravas cementadas (21). Pleistoceno.**

El afloramiento más importante de esta unidad cartográfica se sitúa al oeste de la localidad de Beteta, en la confluencia del Arroyo de Valle Solanillas y el Río de las Pontezuelas.

Está constituido por gravas muy heterométricas y polimícticas (pizarras, cuarcitas, calizas y dolomías) cementadas por costras carbonatadas. Los afloramientos están muy degradados y corresponden a un nivel de terrazas que se sitúa entre 15 y 20 mts. de altura sobre el curso actual.

#### **1.7.2. Travertinos (22). Pleistoceno y Holoceno.**

Se agrupan en esta unidad los depósitos de tobas calcáreas con abundantes restos vegetales que afloran fundamentalmente en los valles de los ríos Tajo y Guadiela, así como en otros puntos relacionados con manantiales.

En ocasiones se encuentran colgados varios metros por encima del nivel actual de los ríos y deben ser asimiladas al Pleistoceno. Otras veces se encuentran en el cauce de los mismos y constituyen barreras que originan cascadas, siendo su edad holocena.

#### **1.7.3. Arenas, gravas y limos (23). Holoceno.**

Constituyen los valles de fondo plano que forman los aluviones de los ríos. Tienen una composición de arenas con clastos redondeados heterolíticos de cuarcitas, pizarras y calizas, con matriz limosa abundante.

Son frecuentes en estos depósitos las acumulaciones de travertinos (tobas calizas con gran cantidad de restos vegetales).

#### **1.7.4. Brechas calcáreas, arenas y limos. Coluviones (24). Holoceno.**

Solamente se han representado en la cartografía los que por sus dimensiones y espesor tienen cierta entidad.

Están constituidos por bloques y gravas de calizas, con una matriz de arena y limo, y constituyen depósitos de ladera de origen coluvial. Su edad es Holoceno.

## 2. TECTONICA

### 2.1. TECTONICA REGIONAL

El área comprendida en la hoja de Peralejos de las Truchas (539) se encuentra situada estructuralmente en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

La Cordillera Ibérica fué clasificada por JULIVERT et al. (1964) como una cadena de tipo intermedio entre las áreas de plataforma y los orógenos alpinos ortotectónicos, pues a pesar de la a veces intensa deformación de los materiales mesozoicos y terciarios, no presenta las características de orógeno alpino propiamente dicho, al no tener ni su evolución sedimentaria ni su estilo tectónico. Carece además de metamorfismo, y la actividad magmática, si bien presente (ofitas triásicas, vulcanismo jurásico) es ciertamente reducida.

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

margen bético-balear. Esta disposición estaba preconfigurada en cierto modo por la existencia de una trama de fracturas en el zócalo hercínico según las alineaciones NO-SE y NE-SO.

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

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

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

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

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

## 2.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA.

La estructura de la Hoja de Peralejos de las Truchas, como la del conjunto de la Cordillera Celtibérica, está configurada por la naturaleza y disposición de los materiales que constituyen la serie sedimentaria y la secuencia y orientación de las fases de deformación que han afectado al sector. Ambos factores controlan el estilo y la geometría de las estructuras visibles en la actualidad. La zonación tectónica de los materiales de la hoja es la común en todo el ámbito de la Cordillera: un zócalo paleozoico compartimentado en bloques limitados por fallas tardihercías, un *tegmento* constituido por el Muschelkalk que presenta una tectónica de revestimiento por adaptación al

zócalo con el que se comporta de manera solidaria, y un *nivel de despegue* regional constituido por las margas y evaporitas del Keuper que individualiza el tegumento de la cobertera, permitiendo que esta haya deslizado independientemente durante la estructuración. Su comportamiento plástico ha condicionado también notablemente el estilo estructural migrando hacia las zonas anticlinales mientras que queda laminado en los flancos.

Una peculiaridad de este sector es la ausencia de materiales de la facies Buntsandstein formando parte del tegumento y de un nivel plástico en el Muschelkalk medio. Ello condiciona el comportamiento totalmente tegumentario del Muschelkalk, que en otros lugares de la Cordillera tiene una tectónica intercutánea.

La cobertera mesozoica es un conjunto esencialmente calcodolomítico de unos 1000 m. de espesor que se ha deformado esencialmente mediante flexión y fractura, originando pliegues, fallas inversas, cabalgamientos y desgarres durante las fases de comprensión, y fallas normales y pliegues de gran radio en las etapas distensivas. Ciertos niveles, como las margas toarcienses y los tramos del Cretácico inferior y medio pueden generar localmente disarmonías en el conjunto de la cobertera. Los materiales del Terciario inferior van asociados a la cobertera jurásica y cretácica y aparecen plegados con ella. No existen depósitos postorogénicos en el marco de la hoja.

### **Dominios estructurales**

En el territorio que comprende la hoja de Peralejos de las Truchas se pueden diferenciar tres dominios con características estructurales propias: el anticlinorio de Cueva del Hierro, una zona tabular y un dominio de pliegues encofrados y cabalgamientos.

#### **El dominio del anticlinorio de Cueva del Hierro.**

Está situado en el sector centromeridional de la hoja y comprende los materiales paleozoicos y su orla de cobertera deformada.

Los materiales paleozoicos, estructurados en la Orogenia Hercínica presentan una estructura sencilla consistente en una serie de pliegues regulares de dirección NNO-SSE y vergencia ENE que afectan a las cuarcitas y pizarras ordovícicas. Localmente hay un cabalgamiento paralelo a los ejes de los pliegues con la misma vergencia.

En la Formación Cuarcita Armoricana los pliegues son isopacos de la clase 1b de RAMSAY. En las alternancias de cuarcitas y pizarras los pliegues de los primeros son de clase 1C y clase 2, con engrosamiento de charnelas y estiramiento de los flancos, que a veces quedan transpuestos

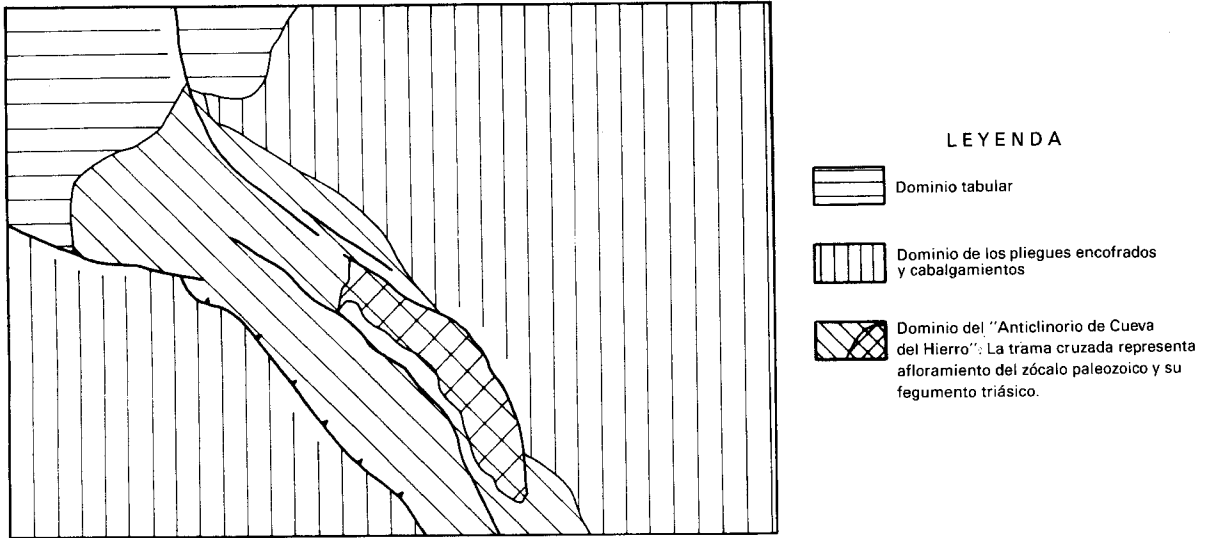


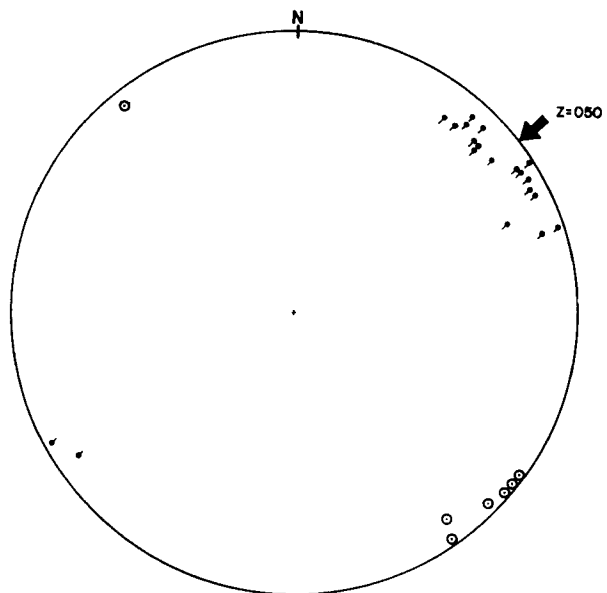
Fig. 5- Distribución de los dominios estructurales de la Hoja de Peralejos de las Truchas



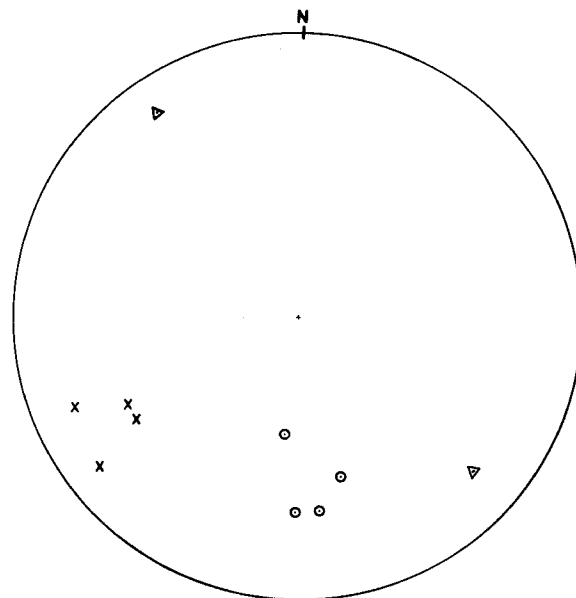
por la esquistosidad. En los niveles inferiores son isoclinales. Las pizarras tienen pliegues de tipo similar. La orientación de los micropliegues varía de 165 a 180°, con fuerte inmersión (30 a 55° hacia el Sur). Son típicos los ejes curvos. Hay una esquistosidad generalizada que adquiere disposición en abanico en los pliegues. La esquistosidad es de flujo en las pizarras llegando a obliterar a la estratificación y de fractura en las cuarcitas, en las que sufre refracción. Da lugar a una lineación de intersección con la estratificación que es oblicua a los ejes de los pliegues formando un ángulo de unos 30°. La esquistosidad tiene una orientación media de 150°, buzando 50 a 75° hacia el SO. Localmente hay venillas de cuarzo y de cuarzo y feldespato que cortan a la esquistosidad. La estructura de plegamiento está afectada por un conjunto de fallas transversales de dirección NE-SO o E-O con movimiento vertical y de desgarramiento que no cortan a los materiales mesozoicos y que dividen al afloramiento paleozoico en varios paneles.

Completan este dominio los materiales mesozoicos estructurados que se disponen sobre el núcleo paleozoico situadas entre la falla de La Cañada, que lo limita por el Este, y el afloramiento Triásico de Beteta-Valsalobre. El cuadro estructural es diferente según se considere una transversal a la altura del núcleo paleozoico o más al Norte (Beteta-Valtablado). En el primer caso, y de Oeste a Este se encuentra primero la mencionada falla de La Cañada, que eleva el bloque occidental. Posiblemente fué una falla inversa hacia el Este, bastante vertical, reactivada como normal en la distensión. Sobre el Paleozoico hay materiales del Triásico y el Lías que tienen un comportamiento tegumentario debido a la escasa potencia de la facies Keuper. Hacia el Oeste, hasta las fallas de Beteta, hay una zona que muestra gran complicación estructural. Consiste en pliegues de rumbo NNO-SSE, a veces con inflexiones hasta NNE-SSO que afectan a materiales del Lías y del Cretácico. Hay un conjunto de fallas que en líneas generales son paralelas o ligeramente oblicuas a los pliegues a los que pueden llegar a cortar, y que tienen una disposición anastomosada. Su interpretación es delicada pues algunas muestran geometría de falla normal, mientras que otras son cabalgamientos a veces incluso claramente vergentes hacia el NE (zona al Sur de Lagunaseca). La falla de Beteta, de rumbo NO-SE, hace cabalgar el Keuper o el Lías sobre el Cretácico.

En la transversal de Beteta-Valtablado predominan los materiales del Lías con disposición tabular o suavemente plegada con dirección NO-SE, afectada por numerosas fallas más rectilíneas subparalelas a las estructuras de plegamiento. Existen varias depresiones topográficas (Arroyo de Las Fuentes, Valtablado, Norte de Carrascal) en las que se alojan materiales del Lías Medio-Dogger y del Cretácico inferior. En algunos casos el contacto con el Lías inferior se realiza claramente mediante una falla normal de rumbo NO-SE, constituyendo fosas y semifosas, y así se ha interpretado en la cartografía y en los cortes geológicos. En otros casos las relaciones son



Microestructuras de las calizas jurásicas. Circulos: Polos de grietas de tracción, Puntos: Picos estilolíticos, Z: Dirección de acortamiento deducido.



Proyección de los elementos microestructurales de los materiales paleozoicos-  
Circulos: Ejes de pliegues, Cruces: Polos de la esquistosidad,  
Triangulos: Lineación de intersección  $S_0-S_1$ .

Fig. 6.

difíciles de establecer y se discutirán posteriormente. Hacia el SO aparece el afloramiento de Keuper de Beteta-Valsalobre, interpretado como diapiro por MELENDEZ, F. (1973), aunque este carácter no sea patente a nuestro juicio ya que cabalga sobre el Cretácico del dominio de pliegues encofrados. Hacia el Norte este dominio cierra periclinalmente amortiguándose la complicación estructural que se limita a una estrecha banda asociada a la falla de Valsalobre, prolongación en relevo de la falla de La Cañada.

En este dominio hay una serie de estructuras como las "fosas" de Valtablado, Arroyo de Las Fuentes, Carrascal, Collado de Valdelosmonjes, el afloramiento cretácico del Cerrillo de la Hoya Laijón, rodeado de Keuper, el afloramiento de las facies Utrillas situado al Norte de Masegosa y las fallas y cabalgamientos de la zona de Masegosa-Lagunaseca, que aisladamente son interpretables desde un punto de vista de tectónica tangencial importante, con repeticiones y duplicaciones de la serie estratigráfica. Esto es muy evidente, por ejemplo, en la "fosa" de Arroyo de las Fuentes, donde la traza de los contactos anormales invoca la presencia de una ventana tectónica. Lo mismo sucede con los cerrillos cretácicos del NO de Beteta. En la transversal del Arroyo de La Hoz o Rio Chico, al ENE de Santa María del Val hay un afloramiento de Lías limitado por cabalgamientos de vergencia opuesta que evoca una geometría de *klippe*. La dificultad esencial para admitir una interpretación de este tipo, no conocida en la Cordillera Ibérica salvo excepciones locales poco estudiadas (cabalgamientos de Tierzo-Teroleja, por ejemplo) es la dificultad de enraizar estas estructuras. Por ello se ha optado por una interpretación clásica que, aunque no explica satisfactoriamente los hechos observados, es acorde con la estructura de sectores próximos.

### **Dominio tabular.**

Corresponde a la esquina NO de la hoja, y se encuentra en la prolongación del dominio anterior. Es una zona de terrenos del Cretácico superior con estructura subhorizontal o suavemente plegada según direcciones poco definidas. Por el Sur está limitado por la falla de Carrascosa. La falla de Valsalobre lo corta por el Norte, mostrando en este sector un dispositivo que sugiere movimiento de desgarre. La estructura más notable es el sinclinal de Cifrián, con materiales paleógenos en el núcleo. Entre él y la falla de Valsalobre hay pliegues muy laxos con rumbo E-O.

### **Dominio de pliegues "en cofre" y cabalgamientos.**

Comprende el resto del territorio de la Hoja, distribuyéndose en dos sectores separados por los dominios anteriormente descritos. El estilo tectónico

del dominio está definido por la cobertera jurásico-cretácica despegada del tegumento a nivel del Keuper y plegada con un estilo jurásico según las directrices ibéricas. Es notable la disarmonía estructural que existe entre las estructuras que afectan a los materiales jurásicos y a los cretácicos. Los primeros presentan numerosas pliegues muy apretados y de menor tamaño que las de los materiales cretácicos. Estos presentan estructuras de mayor envergadura y radio de curvatura. El fenómeno es muy patente en las zonas de Poveda y Peralejos, por ejemplo, y se debe a dos causas. En primer lugar la longitud de onda del plegamiento ha estado condicionada por el espesor de las capas de la serie estratificada: decimétrico en el Lías, métrico o masivo en el Cretácico superior. En segundo lugar hay varios niveles incompetentes intercalados que han individualizado la deformación, permitiendo la disarmonía: las margas de Turmiel y las Facies Weald y Utrillas.

Las estructuras de plegamiento de este dominio están caracterizadas por el desarrollo de pliegues de rumbo NO-SE y vergencia hacia el SO, que frecuentemente presentan geometría "en cofre", esto es, flancos con fuertes buzamientos, frecuentemente verticalizados y localmente invertidos (el flanco SO), y "techos" o "fondos" planos con doble charnela. En el núcleo de algunos sinclinales se han preservado depósitos terciarios o del tránsito Cretácico-Terciario. En algunos casos los flancos de los pliegues aparecen afectados por cabalgamientos con el mismo rumbo que los pliegues. Las estructuras más notables del sector SO de este dominio son el anticlinal de Solán de Cabras en cuyo núcleo llega a aflorar el Lías, y el sinclinal de Vadillos, que aloja depósitos del Oligoceno superior-Mioceno inferior.

En el sector oriental las estructuras son muy regulares con recorridos kilométricos. En una transversal por la parte Norte destacan los sinclinales de La Muela y del Arroyo del Avellano, que aloja materiales del tránsito Cretácico-Terciario en un núcleo preservado por fallas longitudinales, al anticlinal de Poveda y el sinclinal de Palancares, todos con geometría encofrada.

Hacia el Este hay varios pliegues con clara vergencia hacia el Oeste, el más oriental de los cuales, el anticlinal del Hoyo de la Parra, está limitado por una falla inversa hacia el Oeste. Más al Este la vergencia es menos acusada, con pliegues laxos dominando la muela de la Loma del Pajar. En el vértice NE de la hoja el afloramiento del Keuper de Megina es la prolongación hacia el SE del anticlinal de Terzaga.

Una transversal por la parte central y meridional de sector muestra la prolongación de estas estructuras. El sinclinal del Avellano se extiende casi hasta los confines meridionales de la hoja, aunque con mayor amplitud. En su flanco oriental es cabalgado por el anticlinal del Arroyo Tajuelo, prolongación del de Poveda, con núcleo de materiales jurásicos. Hacia el Este predominan estos materiales, con numerosos pliegues de pequeño radio y vergencia hacia el Oeste. Cuando existen materiales cretácicos, aparecen

en sinclinales (sinclinales de Machorro, de Ribagorda y de La Campana). Estos dos últimos son afectados en sus flancos orientales por el cabalgamiento de Rasón.

En todo el dominio de pliegues son muy frecuentes las fallas longitudinales, paralelas o subparalelas a las estructuras de plegamiento. Algunas son claramente interpretables como cabalgamientos, mientras que en algunos casos tienen una clara geometría de falla normal. A veces una misma falla varía su geometría a lo largo de ella. Por ello es razonable considerar que, aunque algunas de estas fallas se hayan generado como fallas normales en la etapa de relajación distensiva, otras pueden corresponder a fallas inversas que han sido reactivadas como normales con posterioridad al plegamiento.

Hay pocas fallas transversales a las estructuras de plegamiento. Las principales están localizadas al Sur de Peralejos y en la zona de Cañada Mogosa, donde forman una fosa que aloja materiales cretácicos.

Las calizas de la formación Cuevas Labradas con frecuencia contienen estilolitos tectónicos y grietas de tracción. Las medidas realizadas en varios puntos de la hoja indican una dirección de acortamiento media 050, congruente con las macroestructuras descritas. No se han detectado microestructuras que señalan otra dirección de comprensión, como es frecuente en hojas vecinas y en muchos sectores de la Cordillera Ibérica.

## 2.3. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES

### 2.3.1. Los movimientos mesozoicos

Desde el comienzo del Mesozoico, el área estudiada, así como el conjunto de la Cordillera Celtibérica estuvo sometida a un régimen distensivo que condiciona la sedimentación triásica y jurásica primeramente en un ambiente de graben muy activo y posteriormente con el establecimiento de una plataforma carbonatada subsidente. Durante el Cretácico inferior tuvieron lugar una serie de acontecimientos que interrumpen esta evolución y que han sido señalados por todos los autores que estudian la Cordillera; son los movimientos Neokimméricos y Aústricos.

En el sector de la Hoja de Peralejos de las Truchas los depósitos en facies Weald de carácter esencialmente continental, descansan discordantemente sobre diferentes niveles del Jurásico, e incluso faltan en algunas zonas, apoyándose entonces las Arenas de Utrillas directamente sobre el Jurásico. La Facies "Weald" y la Fm. "Utrillas" muestran una reducción de espesor considerable en el área del anticlinorio paleozoico, que se manifiesta como

un alto paleogeográfico durante todo el Mesozoico. El plegamiento aparentemente más intenso del Jurásico ya se ha demostrado que tiene origen mecánico y se origina durante la Tectogénesis Alpina. En ningún caso se han encontrado pliegues en el Jurásico biselados y fosilizados por el *Weald* o el *Utrillas*. Por todo ello, y en base también a lo que sucede en otros puntos de la Cadena Celtibérica, las discordancias neokimmérica y aútrica se interpretan como causadas por una tectónica de bloques verticales mejor que debidas a una fase de plegamiento. Una etapa de distensión acentuada en esta época produjo movimientos diferenciales de bloques del zócalo a lo largo de las fracturas tardihercínicas, principalmente las de orientación NW-SE, con adaptación de la cobertera jurásica, que tiende a adoptar disposiciones monoclinales, y posiblemente movilización de los materiales plásticos del Keuper que pudieron iniciar aquí su historia diapírica. Esta interpretación de los movimientos neokimméricos justifica los fenómenos observados y es acorde con la de CAPOTE et al. (1982) a el sector NO de la Rama Castellana y la de ALVARO et al. (1978) para el conjunto de la cadena. Durante los movimientos aútricos se mantiene el mismo mecanismo de deformación. Algunos dispositivos mantienen su actividad, aunque pueden invertir el sentido del movimiento.

Desde el punto de vista cronológico, en el sector de la hoja de Peralejos los movimientos neokimméricos tuvieron lugar entre el Dogger y el Barremiense, aunque por criterios regionales este intervalo se puede reducir a Portlandiense-Barremiense. Los movimientos aútricos se enmarcan entre el Albiense inferior y el Albiense superior-Cenomaniense. Esta época de tectónica extensional coincide sensiblemente con la apertura del Golfo de Vizcaya y la rotación sinistral de la placa ibérica. La fase neokimmérica marcó el inicio del proceso de rifting y la aútrica la deriva continental y el inicio de la contracción térmica.

### 2.3.2. La tectogénesis alpina

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

En el sinclinal de El Avellano hay una serie transicional marino-continental, aparentemente concordante con el Cretácico, de edad Cretácico terminal-Paleoceno. Sin embargo la serie paleógena del sinclinal de Cifrián, de edad probable Eoceno-Oligoceno inferior, es discordante sobre el Cretácico y está afectada por pliegues NO-SE. Lo mismo sucede con los depósitos atribuidos al Oligoceno superior-Mioceno inferior del sinclinal de Vadillos, aunque en este caso pese a que están plegados, la discordancia angular es muy marcada, fosilizando estructuras NO-SE.

En otros sectores de la Cordillera se han descrito estructuras de plegamiento de rumbo NE-SO atribuibles a una fase de deformación situada al final del Cretácico o intraeocena. En la Hoja de Peralejos de las Truchas no se han encontrado estructuras que puedan atribuirse claramente a esta fase, que tal vez afectaría al sector de manera suave, provocando su elevación, como indica la progresiva continentalización de la secuencia estratigráfica. Las estructuras de plegamiento de la Hoja corresponden a las principales en el conjunto de la Cordillera Celtibérica, de edad finioligocena (Fase Castellana, PEREZ GONZALEZ et al. 1971). La secuencia de acontecimientos más probable en nuestro sector posiblemente fué el despegue y desplazamiento del conjunto de la cobertera con respecto al zócalo y tegumento, el desarrollo de pliegues y cabalgamientos en la cobertera, y la elevación de pliegues de fondo que anclan definitivamente la cobertera, con reactivación de las fallas del zócalo.

Las únicas microestructuras que se han desarrollado en las calizas jurásicas corresponden a esta fase, e indican una comprensión NE-SO (050).

En el conjunto de la Cordillera también se ha citado otra fase de plegamiento en el Mioceno inferior-medio (Fase Neocastellana, AGUIRRE, et al. (1976) que afecta a los depósitos de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior) y, que genera estructuras de direcciones variables de NNO-SSE á ENE-OSO, que tampoco se evidencia en el área estudiada.

La evolución tectónica de la región finaliza con las etapas de fracturación que tuvieron lugar durante el Mioceno superior y el Plioceno. VIALARD (1973) distingue una primera etapa de fracturación longitudinal NO-SE, que data como pre-Vindoboniense, y que posiblemente se inició ya al finalizar el plegamiento principal por efecto de relajación. En la hoja estudiada la falla que limita por el Este el anticlinorio paleozoico pudo rejugarse durante esta etapa como falla normal. La segunda etapa de fracturación corresponde a una fase de distensión importante, con estiramiento en dirección NO-SE, que aunque debió alcanzar su clímax durante el Mioceno superior y el Plioceno tal vez pudo iniciarse ya durante el Mioceno inferior. Posiblemente es la responsable de las escasas fallas y la fosa de dirección NE-SO a E-O que se superponen a las estructuras de plegamiento.

### 3. GEOMORFOLOGIA

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

En la hoja de Peralejos de las Truchas se distinguen dos dominios geomorfológicos claramente diferentes. El primero de ellos lo constituye el área ocupada por los afloramientos de sedimentos paleozoicos, mientras que el segundo corresponde a la ocupada por los afloramientos de sedimentos mesozoicos y los escasos retazos del Terciario y Cuaternario que aparecen dentro de esta área. Ambos son fundamentalmente morfoestructurales pero presentan diferencias entre sí.

Los materiales paleozoicos se sitúan en el anticlinorio que con dirección NO-SE, cruza la parte central de la mitad Sur de la hoja, y constituyen una alternancia de cuarcitas y pizarras, con una potente formación de cuarcitas hacia la zona media de la serie paleozoica (Fm. Cuarcita Armórica). La erosión diferencial entre bancos cuarcíticos y pizarrosos, origina crestas y "líneas de capa dura" así como hogbacks y cuestas en los estratos duros de cuarcita mientras que en las zonas próximas han sido estudiadas por GUTIERREZ ELORZA et al. (1977). El modelado periglacial, que da lugar a formas de tipo acumulativo, es la característica fundamental de este dominio.



Los procesos de crioclastia y gelivación dan lugar a estas formas de tipo acumulativo, en donde los gelifractos son de distintos tamaños según procedan de sedimentos pizarrosos o cuarcíticos. Los procedentes de pizarras son de tamaño fino (de menos de 1 cm.), mientras que los procedentes de los niveles de la Fm. Cuarcita Armoricana son bolos y bloques de gran tamaño. El conjunto, empastado en una matriz arcillosa y limo arenosa procedente de la alteración de las pizarras, da lugar a un solo suelo que tapiza las vertientes y las regulariza por acumulación de materiales. Esta regularización de origen periglacial origina las siguientes formas:

— Vertientes de bloques. Estas son las principales y están constituidas por un conjunto de bloques de cuarcita de forma cúbica, muy angulosos y muy heterométricos, empastados en una matriz areno-arcillosa que por lavado superficial dan lugar a acumulaciones de cantos y bloques de cuarcita en las vertientes.

— Lóbulos y bancos de geliflujión, son de constitución muy semejante a los anteriores aunque el contenido en finos es sensiblemente mayor.

El segundo dominio, constituido fundamentalmente por afloramientos mesozoicos (Jurásicos y Cretácicos), se caracteriza por presentar un modelado de formas estructurales. Las formas con expresión morfológica que mejor están representadas son los relieves tabulares, las crestas y las cuestas y *hog-backs*, en cuyos reversos se dan modelados estructurales de tipo *chevron*. Alguna de las fallas que afectan a los sedimentos mesozoicos tienen clara expresión morfológica dando lugar a pequeños escarpes que separan distintas litologías.

Las superficies de erosión que decapitan y arrasan las estructuras alpinas dan lugar a un relieve de tipo apalachiano. El encajamiento posterior de la red fluvial compartimenta dicha superficie.

En la vecina hoja de Valdeolivas (538) se pone de manifiesto que la superficie de erosión fundamental coincide con el depósito de los niveles calizos de páramo rusciniense (Plioceno medio). Este evento nos da la edad final de la elaboración de dicha superficie. Posteriormente el relieve se reactiva, originándose una degradación y desnivelación por fallas y abombamientos. Uno de estos abombamientos puede ser que origine la presencia de la superficie de erosión, en una cota superior a los 1600 mts (ángulo sureste de la hoja), aunque no se descarta que pueda tratarse de una superficie más antigua.

En el encajamiento de la red fluvial durante el Cuaternario da lugar a profundas gargantas y hoces de paredes verticales cuando se desarrollan sobre los sedimentos carbonatados del Cretácico superior.

En las laderas son frecuentes los depósitos de grés littees y coluviales de bloques. Cuando estas laderas se sitúan sobre la F. Utrillas y la Facies

Keuper se dan fenómenos de solifluxión y deslizamientos rotacionales en las mismas.

Únicamente en la confluencia de los ríos Mesegar y Pontezuelas se distingue un nivel de terrazas colgado a 15 mts. La llanura de inundación del río Tajo contiene abundantes niveles de tobas calizas que dan lugar a cascadas en algunos puntos.

Sobre los sedimentos del Cretácico superior, arrasados por la superficie de erosión fundamental, se desarrolla un lapiaz estructural (*kluftkarven*), con apertura de los planos de diaclasado por disolución. También se desarrollan dolinas, en cubeta y en embudo, las primeras con su fondo plano relleno de arcilla de decalcificación.

La edad de este karst comienza en el Plioceno superior, siendo prácticamente inactivo en la actualidad (GUTIERREZ ELORZA et al., 1975, 1979).

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

La fase principal de karstificación tuvo lugar sobre los materiales carbonatados de esta superficie deformada. Inmediatamente tendió a rellenarse el relieve mediante sistemas de abanicos aluviales. Posteriormente se produce el encajamiento de la red fluvial con aparición de terrazas. Las zonas altas se vieron afectadas en las épocas frías de Cuaternario por la acción de fenómenos periglaciares y que en otras zonas se manifiestan por la aparición de vertientes regularizadas y valles de fondo plano. En épocas recientes se produce una fase de incisión lineal que evacúa parcialmente los depósitos de las vertientes.

Los procesos activos no son muy importantes en la Hoja mereciendo cierta consideración los fenómenos de deslizamientos rotacionales y coluvionamiento en las márgenes de las hoces.

## MAPA GEOMORFOLOGICO

### LEYENDA

#### MODELADOS ESTRUCTURALES

- COSTAS HOG BALKS
- COSTAS CON SENTIDO DE PLAZAMIENTO
- LINEA DE CAPA DURA (EPIZOICA)
- LINEA DE CAPA DURA (EPIZOICA)
- BARRAS O FLESTAS
- CHEVRONS
- FALLAS
- HUELLAS TABULARES

#### SUPERFICIE DE EROSION

- ALTAS SUPERFICIES CON INTENSA KARSTIFICACION
- SUPERFICIE DE EROSION FUNDAMENTAL
- SUPERFICIE DE EROSION DERIVADA

#### FORMAS KARSTICAS

- DOLINAS Y OVALAS
- LAPAZ ESTRUCTURAL Y PEQUEÑAS DOLINAS
- FUNGOS
- SURGENCIAS

#### MODELO FLUVIAL

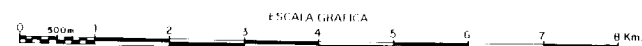
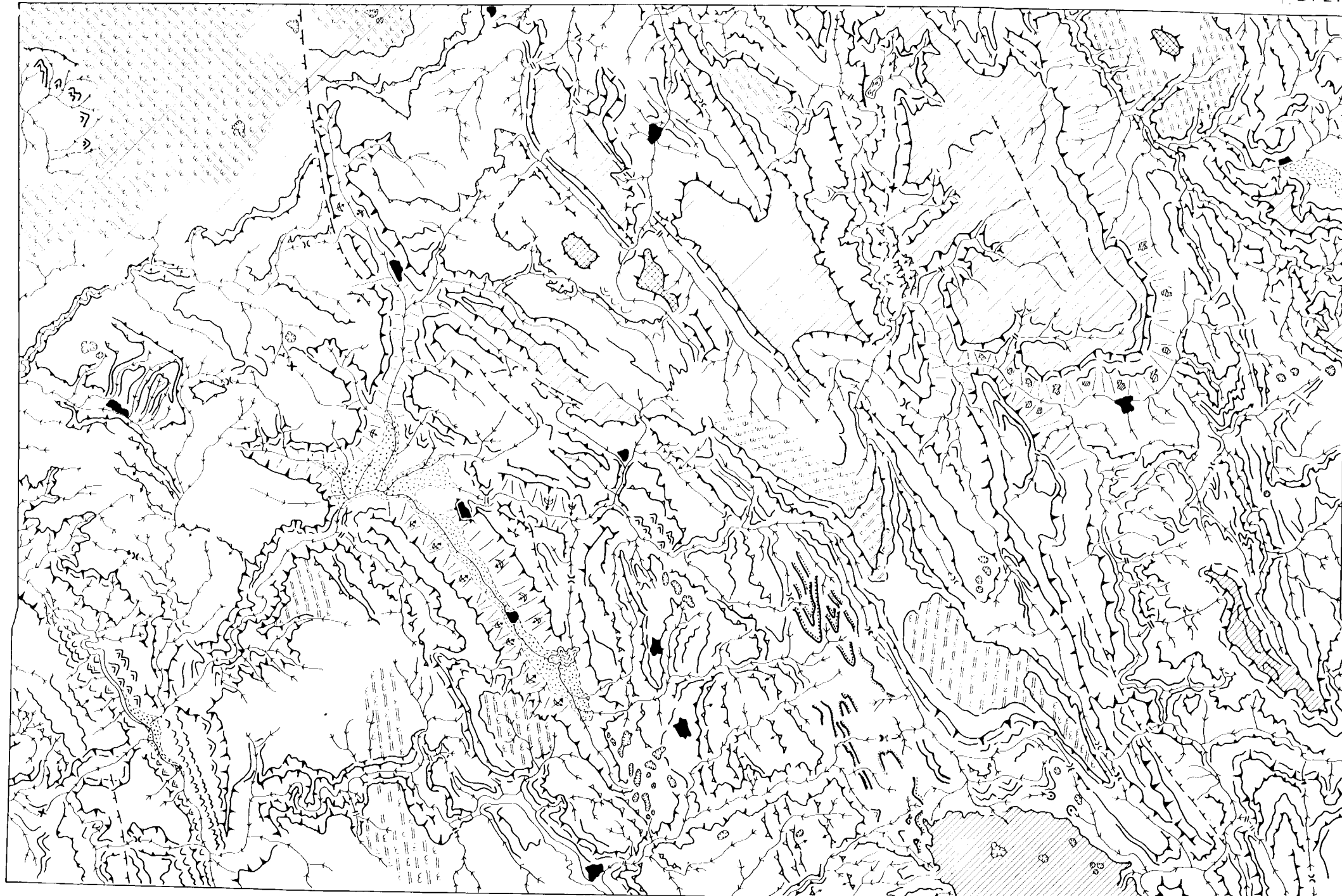
- VALLE DE FONDO PLANO
- BARRANCO DE INGENIERIA LINEAL
- COLADO DE DIVERGENCIA FLUVIAL
- MARGENES DE LAS CUESTAS EN EL PERIODO CONGELACION
- LAGUNA

#### VERTIENTES

- DIVERGENTES
- GRIZAS LIBRES
- GRIZAS LIBRES CON PRECUMENOS DE BLOQUES

#### OTRAS FORMAS

- ESCARPE > DE 100 m/s.
- ESCARPE < DE 100 m/s.
- NUCLEOS URBANOS



#### 4. HISTORIA GEOLOGICA

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

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

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

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

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

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

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

En el bloque estudiado las fallas de zócalo más importantes (falla de Tajo, falla de Ocentejo-Aramallones, fallas del Escabas y falla de Beamud-Cañete) tienen todas dirección NO-SE a ONO-ESE. (figura 7).

Desde el inicio del Mesozoico el área estudiada, como el conjunto de la Cordillera Ibérica, estuvo sometida a un régimen de tectónica extensional que la configura como un área sedimentaria. Los accidentes del zócalo articularon los dispositivos paleogeográficos, delimitando una serie de bloques que han funcionado como surcos y umbrales, invirtiendo a veces su tendencia de una etapa a otra. Durante el Triásico y el Jurásico la Cordillera conoce una etapa de evolución aulacogénica, en relación con el margen pasivo bético-baleár. En el Cretácico tiene lugar una nueva etapa de *rifting* y subsidencia ligada al margen pirenaico-cantábrico.

El anticlinorio paleozoico de Cueva del Hierro fué un alto paleogeográfico durante el Trias inferior, condicionado por una fractura del zócalo. En áreas próximas situadas hacia el Este y Sureste la sedimentación triásica se inicia, sin embargo, con facies fluviales y de abanicos aluviales y termina con

facies de estuarios, fluvio-deltaicas reelaboradas por corrientes litorales y mareas y facies de llanura de mareas que constituyen el techo del tramo inferior del Triásico en *facies Buntsandstein*.

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

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

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

La sedimentación carbonatada se inició con la deposición de la Fm. Dolomías Tableadas de Imón en un ambiente submareal de alta a moderada energía a intermareal. Durante el Lias inferior se produce la deposición de carbonatos en una llanura de mareas y de depósitos salinos en un ambiente de *sebkha* a *lagoon* hipersalino. Durante periodos de exposición subaérea más o menos prolongados se produciría la disolución de parte de las evaporitas, provocando la karstificación y colapso de los carbonatos (Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña). La sedimentación de la Fm. Calizas y Dolomías de Cuevas Labradas, durante el Sinemuriense al Carixiense, tiene lugar en un ambiente que evoluciona desde condiciones submareales hasta supramareales, progresivamente más energéticas, para culminar con un interrupción sedimentaria.

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

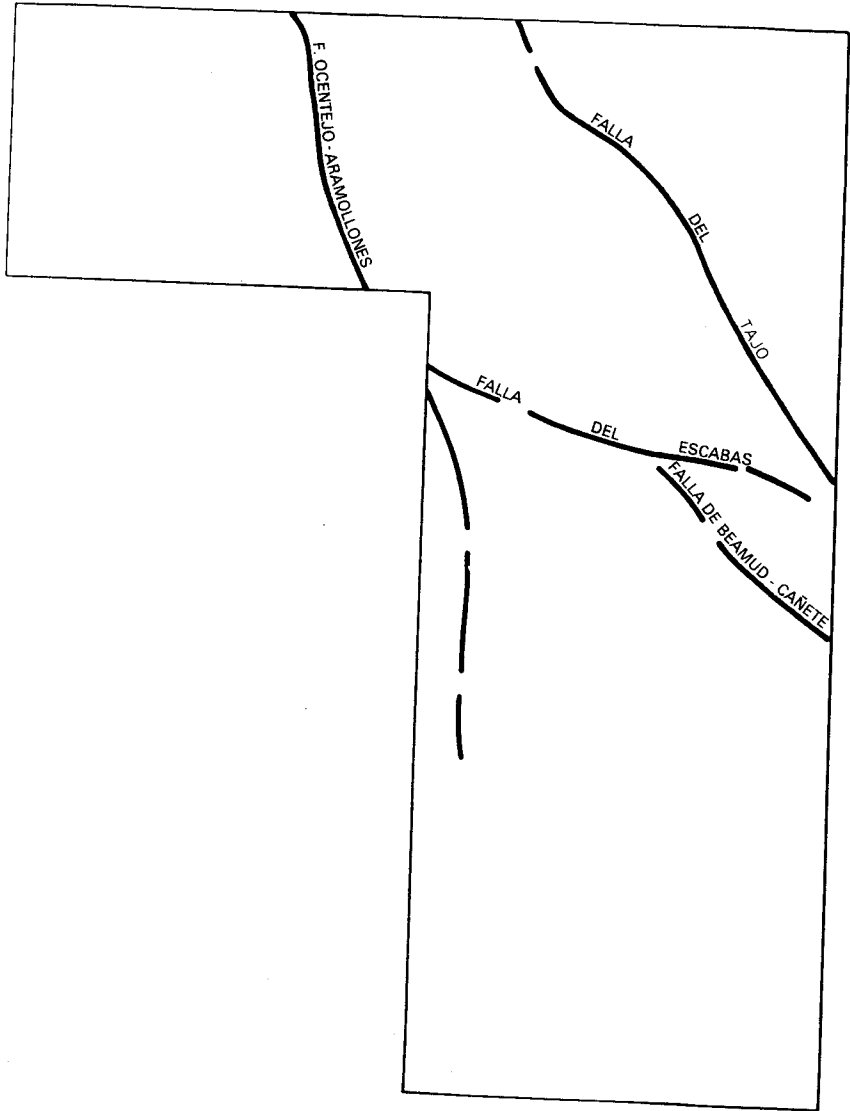


Fig.7.- Fallas y lineamientos de zócalo

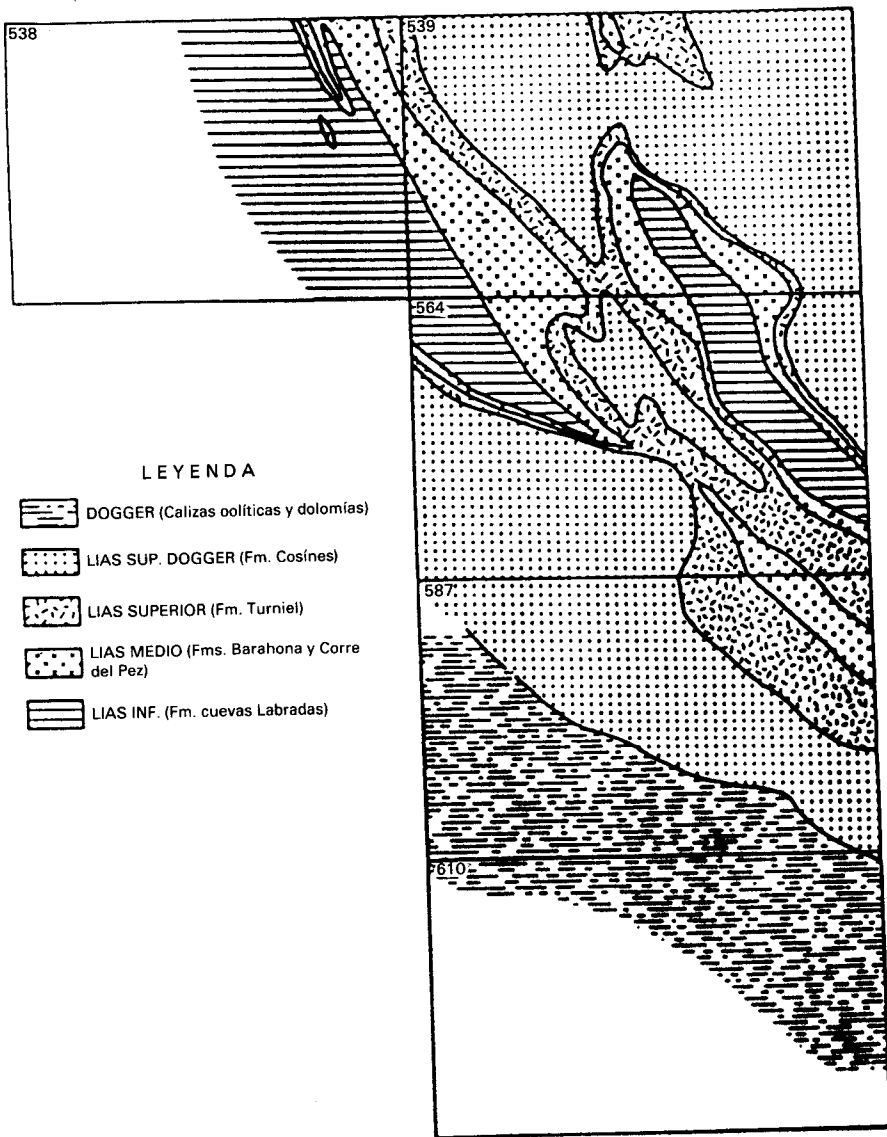


Fig. 8.- Esquema del substrato de la facies Weald en las hojas de Valdeolivas (538), Peralejos de las Truchas (539), Fuertes-cusa (564), Las Majadas (587) y Cuenca (610).



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

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

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

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

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

Esta etapa de tectónica extensional durante el Cretácico inferior produjo movimientos diferenciales del zócalo a lo largo de las fracturas tardihercínicas de orientación NO-SE, con adaptación de la cobertera jurásica que tiende a adoptar disposiciones monoclinales y posiblemente movilización de los materiales plásticos del Keuper que pudieron iniciar en este momento su historia diapírica. En el área estudiada los depósitos de la Facies Weald, de carácter esencialmente continental, se apoyan discordantemente sobre diferentes niveles del Jurásico (Fig 8), e incluso faltan en algunas zonas, apoyándose entonces la Fm. Arenas de Utrillas directamente sobre el Jurásico.

SERRANIA DE CUENCA CICLOS EVOLUTIVOS

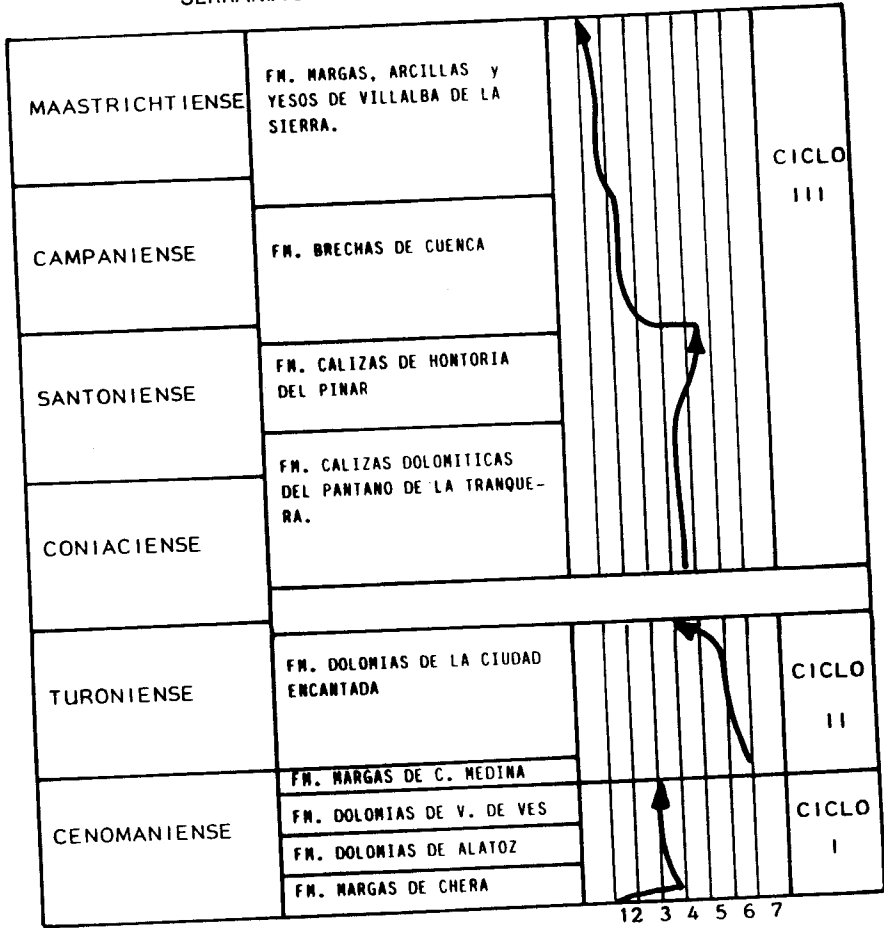


Fig. 9.-Esquema evolutivo de los tres ciclos del Cretácico superior. 1. Continental, 2. Sebka, 3. Llanura de mareas, 4. Lagoon, 5. Plataforma interna, 6. Barra, 7. Plataforma externa.

La serie Wealdense, de edad Barremiense-Aptiense inferior, comienza con facies detríticas fluviales, prosigue con depósitos lacustres con cierta influencia marina y finaliza con facies fluviales. En líneas generales esta evolución diseña una gran megasecuencia transgresivo-regresiva enmarcada entre las dos discordancias neokimmérica y aútrica.

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

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

El primer megaciclo se inicia en el Albiense-Cenomaniense inferior y alcanza un máximo transgresivo a comienzos del Turoniense, iniciándose la etapa regresiva que es interrumpida a techo de la formación de Dolomías de la Ciudad Encantada (Turoniense superior). (Ciclo I y II de la figura nº 9).

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

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

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

La discontinuidad existente entre las formaciones de Dolomías de Villa de Vés y Margas de Casa Medina, en el Cenomaniense superior, marca una brusca acentuación de las condiciones transgresivas. En el Cenomaniense

superior-Turoniense inferior se alcanza el máximo transgresivo, produciéndose una homogeneización y nivelación de la cuenca en la que se instalan ambientes submareales de plataforma abierta. Durante el Turoniense superior tiene lugar la fase regresiva del ciclo en una plataforma restringida en la que se desarrollan bioconstrucciones arrecifales y barras calcareníticas. Esta evolución es truncada por una importante interrupción sedimentaria que tiene lugar en el límite Turoniense-Coniaciense.

El segundo megaciclo se inicia en el Coniaciense con un breve episodio transgresivo, para a continuación adoptar una tendencia regresiva hasta el Maastrichtiense superior-Paleoceno (Ciclo III de la fig. nº 9).

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

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

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

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

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

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

La segunda fase de compresión es de edad finioligocena (Fase Castellana), la principal responsable de la arquitectura de la Cordillera Ibérica, y se manifiesta en toda la región estudiada a todas las escalas. Lleva una

dirección de acortamiento NE-SO, generando pliegues, cabalgamientos, microestructuras, etc. Afecta a los depósitos continentales de origen fluvial de edad Eoceno superior-Oligoceno inferior y medio.

Una tercera fase de comprensión (Fase Neocastellana) afecta a los sedimentos del Oligoceno superior-Mioceno inferior. Durante ella la dirección de acortamiento gira progresivamente desde E-O a NNO-SSE. Es la responsable de alguna microestructuras frágiles.

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

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

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

La "Caliza de los Páramos" y la superficie de erosión fundamental presentan deformaciones que son atribuibles a una importante fase tectónica distensiva, la fase Iberomanchega I, que tuvo lugar durante el Plioceno superior.

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

## 5. GEOLOGIA ECONOMICA

### 5.1. MINERIA Y CANTERAS

Desde el punto de vista minero, la presente hoja presenta indicios y explotaciones en el Paleozoico y el Mesozoico.

En las proximidades de la localidad de Cueva del Hierro se explotaron hace años varias minas de hierro, estando hoy día abandonadas. Se trata de mineralizaciones de oligisto y siderita, en relación con la discordancia de los sedimentos de la Facies Muschelkalk sobre las pizarras y cuarcitas del Ordovícico. Las mineralizaciones arman en el Muschelkalk en forma de bolsadas irregulares. Los minerales una vez extraídos se trataban en la localidad de Beteta y en Bilbao.

Los sedimentos de la Facies Keuper han sido también explotados para la obtención de sal, en las proximidades de la localidad de Valsalobre, mediante la desecación de las aguas obtenidas en los pozos practicados en dichos sedimentos.

En la actualidad, los sedimentos de la Formación Utrillas están siendo objeto de numerosas explotaciones a cielo abierto, para la obtención de caolín. Las explotaciones más importantes están situadas en las localidades

de Peñalen y Poveda de la Sierra. Los materiales silíceos que quedan como residuo, después del lavado de la F. Utrillas, se emplean para la fabricación de carbón en la factoría existente en la localidad de Vadillos.

No existen canteras importantes, sino algunas pequeñas explotaciones de las calizas del Jurásico y del Cretácico, para usos locales.

## 5.2. HIDROGEOLOGIA

La hoja queda situada en su totalidad en la Serranía de Cuenca, con predominio de sedimentos carbonatados, y la circulación de aguas es fundamentalmente kárstica.

Son muy abundantes los manantiales, destacando el del Solán de Cabras, tanto por su caudal como por las propiedades medicinales que ya eran conocidas en el siglo pasado. Dicho manantial así como los de mayor caudal existentes en la región se sitúan en el contacto de la Facies Weald, sobre los sedimentos del Jurásico.

Los distintos manantiales drenan los acuíferos contenidos en las diversas formaciones, siendo las de mayor interés:

- Carniolas y Calizas tableadas del Trias superior y Lías. Presentan buena permeabilidad por karstificación e intensa fracturación. En el muro presenta la F. Keuper impermeable y en el techo la F. Margas de Turmiel.
- Miembro Casinos, permeable por fracturación. En la base tiene la F. Turmiel y a techo las arcillas de la F. Weald.
- Calizas y dolomías del Cretácico superior, permeables por karstificación, y con un área de recarga muy extensa, que da origen acuífero más importante de la región.

## 6. BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1979). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española. *Trab. sobre Neog. y Cuatern.* ITGE. Vol. 5, pp. 7-29.
- ALONSO, A., FLOQUET, M., MELENDEZ, A. y SALOMON, I. (1982). "Camerós-Castilla". Em "El Cretácico de España". *Univ. Compl. Madrid*, pp: 345-456.
- ALVARO, M., CAPOTE, R. Y VEGAS, R. (1978). "Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica". *Acta Geológica Hisp. Libro Homenaje al profesor Solé Sabaris.* nº 14, pp: 174-177.
- CAPOTE, R., DIAZ, M., GABALDON, V., GOMEZ, J.J.: SANCHEZ DE LA TORRE, L., RUIZ, P., ROSELL, J., SOPEÑA, A. Y YEBENES, A. (1982). Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. 2 vols. ITGE. *Temas geológico mineros*, 240 pp.
- CARLS, P. (1962). *Erlauterrungen zur geologischen kartierung bei Luesma und Fombuena in den Ostlichen Oberischen Ketten (nordest Spanien)* Dipl. Arb. Math. naturwiss. Wurzburg. 155 pp.



- (1975). The Ordovician of the Eastern Iberian chains near Fonbuena and Luesma (prov. Zaragoza, Spain). *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* 150 (2): 127-146.
- GARRIDO, A. y VILLENA, J. (1977). "El Trias Germánico de España": Paleogeografía y su estudio secuencial. *Cuad. Geol. Ibérica*. n° 4, pp: 37-56
- GEYER, O. (1965). Betrage zur stratigraphie und palaontolog des jura von ostspanien 2 eine Korallen-faune ans dem oberjura de Montes Universales Teruel. *N. Jahrb. Geol. Palaont. Abh.* Madrid. Tomo 121. N° 3 pp.: 219-253.
- GOMEZ, J.J., GOY, A. (1979). Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio y Superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cod. Ibérica. *Est. Geol. ITGE*. Vol. 35, pp. 569-598.
- GOY, A., GOMEZ, J.J., y YEBENES, A. (1976). "El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). Unid. litoestratigráficas" *Est. Geol.* V. 32. pp: 391-423.
- GUTIERREZ ELORZA, M., PEÑA MONNE, J.L. (1975). Karst y periglaciarrismo en la Sierra de Javalambre (prov. Teruel). *Bol. Geol. Min. ITGE*. Tomo 86. N° 6. pp: 561-572.
- GUTIERREZ ELORZA, M., PEÑA MONNE, J.L. (1977). Las acumulaciones periglaciares del Mazizo del Tremedal (Sierra de Albarracín). *Bol. Geol. y Min. ITGE*. Vol. 88. N° 2. pp: 109-115.
- GUTIERREZ ELORZA, M., PEÑA MONNE, J.L. (1979). El karst de Villar del Cobo, Sierra de Albarracín. *Est. Geol. ITGE*. Vol. 35. pp: 651-654.
- HARLEB, J. (1967). Stratigraphie, Tectonik und vererzung un der Ostlichen mesperischen ketten spanien. *Inang. Diss. Ined. Heidelberg. Paleont.* Madrid . pp: 1-101.
- HINKELBEIN, K. (1969). "El Triásico y Jurásico de los alrededores de Albarracín (Teruel)". *Rev. Teruel. ITGE*. N° 41. pp: 36-75. Teruel.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBERO, A. y CONDE, C. (1974). "Mapa tectónico de la Peninsula Ibérica y Baleares". *ITGE*. pp: 1-113.
- LOTZE, F. (1954). "Estratigrafía y tectónica de las Cadenas Paleozoicas Cel tibéricas". *Publ. Ex. Geol. Esp. Inst. Lucas Mallada*. T. 8. pp

LOPEZ, J., ARCHE, A. Y DOUBINGER, J. (1984). "El Triásico del anticlinorio de Cueva del Hierro (Serranía de Cuenca), España." *Rev. Esp. Micropaleontología*. Vol. 26. pp: 19-42.

MELENDEZ HEVIA, F (1971). "Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas". *Tesis Doctoral. Univ. Madrid*. pp : 1-245.

----- (1972), "El sinclinal Cretácico del Alto Tajo-Valdecabriel (Serranía de Cuenca)". *Bol. Geol. Min. ITGE*. V. 83. N° 3. pp: 211-220.

----- (1973). Mapa Geológico a escala 1:50.000 de la Hoja 539 de Peralejos de las Truchas. ITGE.

MELENDEZ HEVIA, F. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1972 a). "Nuevos datos sobre el Cretácico Superior del extremo occidental de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. Min. ITGE*. Vol. 83. n° 5. pp: 1-15.

----- (1972 b). "El Jurásico de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. Min. ITGE*. V. 83. n° 4 pp: 313-342.

MELENDEZ HEVIA, F., VILLENA, J., RAMIREZ DEL POZO, J., PORTERO GARCIA, J.M. OLIVE DAVO, A., ASSENS CAPARROS, J., SANCHEZ SORIA, P.(1974). Síntesis del Cretácico de zona Sur de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *I. Reunión campo sobre Cret. Serranía de Cuenca*. ITGE.

NAVIDAD, M. (1982). Vulcanismo primo-carbonífero en la Cordillera Ibérica (rama Occidental). Fundación Juan March. Serv. univ. n° 202, pp: 1-63

PEREZ GONZALEZ, A., VILAS, L., BRELL, J.M. y BERTOLIN, M. (1971). Las series continentales al Este de la Serranía de Altamira. *I. Congr. Hisp. Iuso Amer. Geol. Econom.* t. I, secc. 1, pp: 357-376.

RAMIREZ DEL POZO, J. y MELENDEZ HEVIA, F. (1972 a). Nuevos datos sobre el Cretácico Superior-Eoceno de la Serranía de Cuenca. *Bol. Geol. y Min. ITGE* V. 83. N° 5. pp: 443-456.

RAMIREZ DEL POZO, J. y MELENDEZ HEVIA, F. (1972 b). "Nuevos datos sobre el Cretácico Inferior en Facies Weald de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. y Min. ITGE*. V. 83. N° 6. pp: 569-581.

RAMOS, A (1979). "Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Medina de Aragón (Prov. de Guadalajara)". *Sem. Estrat. Dep. Geolog. Econ. Univ. de Madrid*. N° 6 pp:1-317.

- RIBA, O. (1959). *Estudio Geológico de la Sierra de Albarracín*. C.S.I.C. Monogr. Inst. "Lucas Mallada". Vol. 16. 283 pp.
- SAENZ GARCIA, C. (1957). Observaciones acerca de la extensión de las facies lacustres del Cret. Sup. y del Eoceno a lo largo de la Cordillera Ibérica. *Rev. Las Ciencias*. ITGE. Vol. 22. N° 4.
- SIMON, J.L. (1982). *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza. 501 pp.
- SCHMITZ, V. (1971). *Geologische untersuchungen fesinstratigraphie de unter kambriums in dem Iberischen ketten (Nordestr-Spanien)*. Univ. Diss. Wurburg. 141 pp.
- TURNIT, P. (1964). Trias-Machtichkeizen in der Sierra de Albarracín hesperische ketten (Spanien). *N. Jb. Geol. Palaontol. Mh.* ITGE. Tomo 11. pp 641-651.
- (1967). Palaozoikum und masozoischer rahmen im se-teil der Sierra del Tremedal (hesperische ketten spanien). *N.Jb. Geol. palaontol. PBH.* ITGE. Tomo 127. N° 3. pp. 349-365.
- VIALARD, P. (1973). Recherthes sur le cycle Alpin dans la chaine iberique Sud-Occidental. *Tesis Docrotral*. Univ. Toulouse. pp: 1-445.
- VIALARD, P. GRAMBAST. L. (1970). "Sur l' age post Stanpien Moyen du pliasement majeur dans la chaine Ibérique Castellaine". *C.R. Somm. Soc. Bol. Geol. France*. V 1. pp: 1-9
- VILAS, L., R., GARCIA, A., ARIAS, C., ALONSO, A., MELENDEZ, N. y RINCON R. (1982). "Ibérica suroccidental". En: "El Cretácico de España" Univ. Compñ. Madrid. pp: 457-514.
- VILLENA, J. (1971). "Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo". *Tesis Doctoral. Univ. Granada*.
- (1980). "El Ordovícico del sector central de la Rama Castellana de la Cordillera ibérica". *Bol. Geol. Min.* ITGE.
- VILLENA, J., RAMIREZ DEL POZO, J., LINARES, A. y RIBA, O. (1971). "Características estratigráficas del Jurásico de la Región de Molina de Aragón". *Cuad. Geol. Ibór.* Vol. 2. pp: 355-374.