



# IGME

666

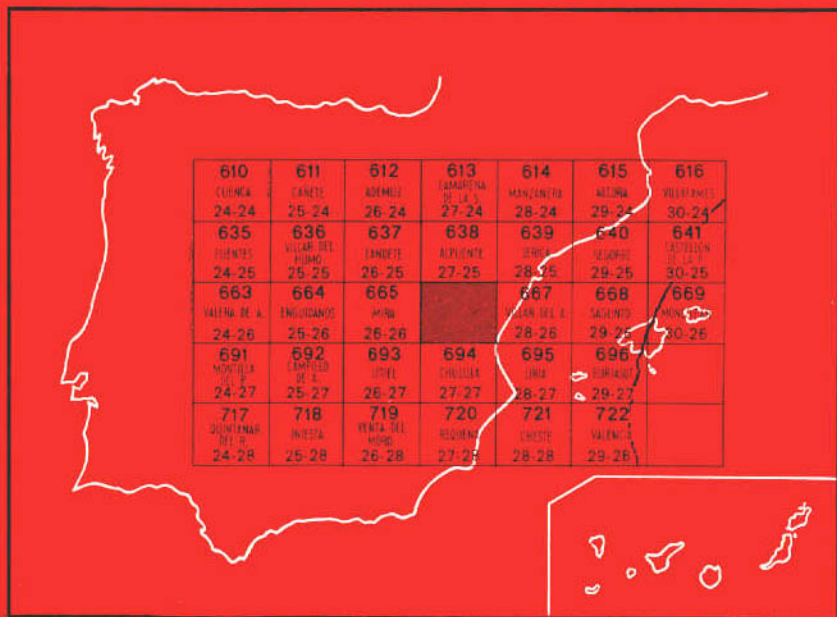
27-26

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# CHELVA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

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

**CHELVA**

**Segunda serie - Primera edición**

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA

Esta Hoja y Memoria ha sido realizada por la Compañía General de Sondeos con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en ella los siguientes:

J. Assens, Ldo. en Ciencias Geológicas; J. Ramírez del Pozo, Doctor en Ciencias Geológicas; J. Giannini, Doctor en Ciencias Geológicas de la Compañía General de Sondeos, y J. J. Gómez Fernández, Ldo. en Ciencias Geológicas, del Instituto de Geología Económica (C. S. I. C.), de Madrid.

#### **INFORMACION COMPLEMENTARIA**

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

- muestras y sus correspondientes preparaciones,
- informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras,
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 37.169 - 1973

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

## 1 INTRODUCCION

La Hoja de Chelva, incluida en la provincia de Valencia (véase fig. 1), está enclavada en la parte suroriental de la Cordillera Ibérica, cuyas directrices NO.-SE. predominan en los elementos estructurales de la zona.

El área está cubierta por sedimentos paleozoicos (un pequeño afloramiento en el núcleo del anticlinal principal), triásicos en facies germánica (Keuper, Muschelkalk y Buntsandstein), y jurásicos y cretácicos, ambos carbonatados y con los dos episodios detríticos del Weald y de Utrillas. El Terciario y Cuaternario están escasamente representados.

La disposición tectónica de estas formaciones resulta extremadamente compleja por la presencia de una estructuración violenta de directrices ibéricas (NO.-SE.) con pliegues volcados y fallas cabalgantes con vergencia al SO. Por efecto de los fenómenos de distensión que han acompañado y seguido los empujes orogénicos del NE., las estructuras han sido cortadas por numerosas líneas y zonas de fracturas de directriz casi normal (NE.-SO.), dando lugar a un mosaico de bloques dislocados e independientes. Además, a la complejidad del área ha contribuido la presencia de un importante y extenso asomo triásico de carácter parcialmente extrusivo.

Los trabajos de levantamiento, supervisión y de redacción final, según las normas establecidas por el IGME, han sido llevados a cabo por el Departamento de Geología de la Compañía General de Sondeos, S. A. (C.G.S.), utilizando un equipo integrado por los geólogos señores Assens, Ramírez del Pozo y Giannini. Por otro lado, el geólogo señor Gómez Fernández, del Instituto de Geología Económica (C. S. I. C.), de Madrid, supervisado por la profesora Virgili, ha realizado el estudio de casi la mitad de la Hoja.

# MAPA DE SITUACION



Escala 1:1.000.000

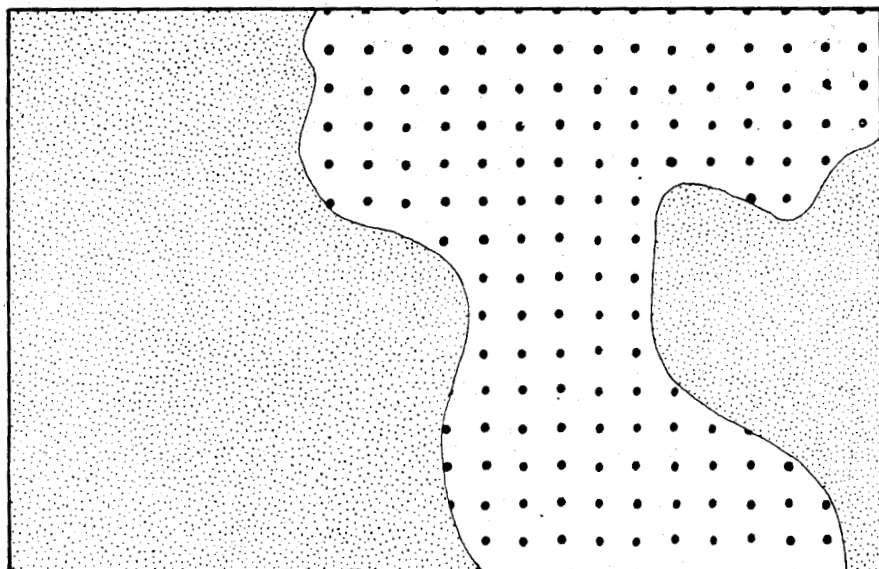


Figura 1

El estudio micropaleontológico ha sido llevado a cabo por el señor Ramírez del Pozo, mientras que la coordinación, integración de los datos y síntesis final del trabajo han sido realizados por los señores Ramírez del Pozo, Giannini y Assens.

Esta Hoja ha sido estudiada por Compañía General de Sondeos S. A. como parte del bloque 17-11 formado por las Hojas de Chelva (27-26), Utiel (26-27), Chulilla (27-27), Venta del Moro (26-28) y Requena (27-28).

## DISTRIBUCION DEL TRABAJO



Escala 1:250.000

Compañía General de Sondeos S.A.



Departamento de geología de C.G.S.



Instituto de geología económica (CSIC) -Madrid

Figura 2

## 2 ESTRATIGRAFIA

Los materiales existentes en esta Hoja son de edades muy variadas. Así, tenemos formaciones del Paleozoico, Triásico, Jurásico, Cretácico y formaciones modernas del Neógeno y Cuaternario que recubren a las anteriores.

La disposición estructural del Mesozoico, que está afectado por innumerables fallas, no favorece su estudio, resultando muy difícil levantar columnas estratigráficas completas.

### 2.1 ORDOVICICO

Está representado por un solo afloramiento, localizado en el barranco de Alcotas, que con anterioridad ha sido descrito, entre otros, por BRINKMANN (1948), y por DUPUY DE LOME (1963), en la Memoria de esta Hoja, correspondiente a la edición anterior del Mapa Geológico de España.

Se trata de un conjunto de ampelitas, pizarras grises y verdosas, oscuras, muy brillantes, con un metamorfismo acusado, algo arenosas, con cuarcitas blanquecinas, muy compactas, principalmente en la parte superior. La potencia del conjunto es imposible de evaluar, aunque la parte aflorante puede estimarse en unos 100 m.

No hemos encontrado ningún resto fósil, por lo que la asignación cronoestratigráfica se hace de acuerdo a la presencia de *Leptaena cf. porcata*, mencionada por BRINKMANN, y a la naturaleza litológica del conjunto.

### 2.2 TRIASICO

Como en toda la Cordillera Ibérica, se presenta en facies Germánica. En esta Hoja están representadas las tres series triásicas, que alcanzan en conjunto gran desarrollo. Aflora ampliamente por toda la región central y nor-oriental de la Hoja, con una disposición tectónica muy violenta que impide observar la continuidad de las series estratigráficas. A pesar de ello se ha medido una serie estratigráfica bastante completa mediante tramos que han podido ser enlazados o correlacionados entre sí. La mayor dificultad para el levantamiento de secciones estratigráficas en el Triásico es, sin duda, que los contactos entre las formaciones compactas y las blandas se encuentran casi siempre mecanizados. La sucesión estratigráfica que se describirá a continuación está basada en la sección levantada en el Barranco de Alcotas y Ermita del Remedio (columna de Alcotas). Otra sección estratigráfica se ha levantado en la zona de los Agustinos, en el borde NO. de la Hoja.

#### 2.2.1 Buntsandstein (T<sub>01</sub>)

En Alcotas, el contacto entre el Buntsandstein y el Paleozoico es claramente discordante y, al propio tiempo, transgresivo el primero sobre el segundo.

En el contacto se observa que la base del Triásico la forman conglomerados de cuarzo y cuarcita constituidos por cantos que en la base tienen un tamaño máximo de 20 cm., medio de 6 cm. y mínimo de 1 mm. Este tramo conglomerático tiene un espesor de 12 m.

Por encima hay una serie de 110 m. de potencia, en la que alternan areniscas silíceas de grano grueso a medio, de tonos blancos y rosados, micáceas, con arcillas rojas, limolíticas, micáceas y compactas. Las areniscas están compuestas por cuarzo, carbonatos y/u óxidos de hierro y matriz arcillosa.

Completa la serie del Buntsandstein un potente tramo de 113 m., en el que predominan las areniscas silíceas, rojas y blancas, de grano medio, micáceas, con estratificación cruzada. Contienen hierro en laminaciones, o bien de tipo detrítico, así como restos carbonosos en los niveles inferiores del tramo y óxidos de hierro y matriz arcillosa en los superiores. En la parte baja hay delgadas intercalaciones de arcillas arenosas rojas.

Conviene resaltar la ausencia de los niveles arcillosos rojos que en otras regiones constituyen la parte más alta del Buntsandstein (Röt).

La columna levantada en la zona de los Agustinos presenta características litológicas semejantes a la que acabamos de describir, pero, con toda probabilidad, solamente están representados los niveles superiores, de carácter arenoso, y la parte alta de los inferiores.

## 2.2.2 Muschelkalk (T<sub>02</sub>)

En todos los lugares donde puede observarse el contacto, las calizas y dolomías del Muschelkalk descansan sobre las facies arenosas del Buntsandstein, existiendo entre ambos una marcada cicatriz que parece indicar una interrupción en la sedimentación, cuya amplitud no puede conocerse.

El Muschelkalk de la Hoja está definido por dos tramos calizo-dolomíticos separados por un tramo rojo intermedio de facies keuperioide.

En la columna de Alcotas, el tramo calizo-dolomítico inferior tiene una potencia de 48 m. y comienza por dolomías grises y negras, que en parte son oolíticas, entre las que se intercalan niveles de arenisca dolomítica, oquerosa, de 0,5 a 1 m. de espesor. El resto está constituido por dolomías negras, que en la parte inferior son algo nodulosas y contienen fucoides, mientras que hacia arriba pasan a calizas dolomíticas con *Myophoria orbicularis* y *Myophoria cf. cardiisoides*, que permiten datar estos niveles como Anisiense Superior.

El tramo rojo intermedio, con una potencia de 25 m., está constituido por arcillas y margas rojas, amarillas e irisadas, con yesos y anhidrita. La potencia es muy difícil de medir debido a la intensa tectonización de la zona, y en los afloramientos donde este fenómeno es muy violento, puede fácilmente confundirse este tramo con el Keuper, por lo que muy probablemente se haya incluido dentro de este último en la cartografía.

La segunda barra calcárea es la más importante del Muschelkalk, teniendo una potencia que oscila entre 50 y 80 m. (56 m. medidos en la sección de Alcotas), aunque la intensidad de la tectonización impide que puedan tener algún significado paleogeográfico estas potencias. Está cons-



tituida por una serie calcáreo-dolomítica en la que se suceden tramos dolomíticos negros, generalmente arcillosos y nodulosos, con otros calizos o calizo-dolomíticos, de tonos grises y ocres, que son micritas fosilíferas con Gasterópodos, Ostrácodos y restos de Crinoideos. En Rodeno de Higueuelas existe en este nivel un yacimiento fosilífero, conocido anteriormente (QUINTERO y REVILLA, 1958), que contiene *Myophoria* cf. *laevigata*, *Myophorophis* cf. *camposinensis* y *Avicula* sp. Esta fauna permite asegurar que el Muschelkalk Superior corresponde al Ladinense.

En la zona de los Agustinos, el Muschelkalk presenta características litológicas semejantes a las de Alcotas, distinguiéndose también los tres tramos.

### 2.2.3 Keuper (T<sub>G3</sub>)

Constituido por margas abigarradas con yesos versicolores y abundantes sales solubles. En la parte inferior presenta varias intercalaciones de calizas dolomíticas y dolomías vacuolares. La potencia total del Keuper no puede evaluarse debido a la intensidad tectónica y a la mecanización de todos los contactos.

Los sedimentos del Keuper están más ampliamente extendidos en la Hoja que los de las demás series triásicas.

## 2.3 JURASICO

Sus materiales se encuentran ampliamente extendidos por la Hoja, distribuyéndose preferentemente por las zonas Norte y SO. a ambos lados de la franja triásica que atraviesa diagonalmente toda el área.

Describiremos a continuación la sucesión estratigráfica basándonos principalmente en la sección de Pico de Chelva, levantada al N.NE. de dicha población. Se trata de una serie bastante completa que comprende desde el Hettangiense hasta el Kimmeridgiense Superior. Se tendrán además en cuenta, a efectos comparativos, las secciones de Barchel-I y Barcell-II, levantadas a unos 2 Km. al este de la presa del Pantano del Generalísimo, que en conjunto abarcan desde el Toarciense hasta el Kimmeridgiense. Para el estudio detallado del paso del Jurásico al Cretácico describiremos la columna de El Rincón, estudiada a lo largo de la carretera de Utiel al pantano.

### 2.3.1 Hettangiense-Pliensbachiense (J<sub>11-13</sub>)

Este conjunto calizo-dolomítico, muy pobre en fósiles, se ha agrupado a efectos cartográficos en una sola unidad.

En la columna de Pico de Chelva, donde esta unidad se presenta muy bien desarrollada, se han distinguido de abajo arriba:

Base: contacto mecánico con el Keuper.

- 1) Más de 90 m. de dolomías vacuolares, masivas, con alguna intercalación de calizas (pelmicritas dismicríticas) con secciones de Ostrácodos.
- 2) 26 m. de calizas oquerosas, estratificadas en bancos de 0,5 a 1,5 m.

- Son pelsparitas oolíticas con intraclastos y contienen secciones de *Glomospira* y Ostrácodos.
- 3) 17 m. de calizas localmente dolomitizadas, estratificadas en bancos de 0,5 a 1 m. Se trata de intraesparitas fosilíferas con *Lingulina*, *Glomospira* y *Ataxophragmiidae*.
  - 4) 15 m. de calizas brechoideas, en general masivas. Son micritas fosilíferas con abundantes restos de Crinoideos y secciones de Ostrácodos.
  - 5) 88 m. de dolomías masivas oquerosas con pequeños niveles bandeados, que en su parte central son micritas dolomíticas.
  - 6) 27 m. de calizas con algunos niveles de oolitos ferruginosos. Micritas con pellets y fósiles (Gasterópodos y Ostrácodos).
  - 7) 32 m. de calizas con nódulos de sílex y niveles lumaquéllicos hacia la parte superior. Biosparitas con *Ammobaculites*, *Textularia*, *Glomospira* y *Ataxophragmiidae*.

Por su microfacies, los niveles 1 a 5 representan el Hettangiense, mientras que el 6 y 7 corresponden al Pliensbachiense.

Esta sección representa, con sus 300 m., la mayor potencia encontrada en el área estudiada, con lo que se confirma la idea ya conocida de que su espesor se reduce regionalmente hacia el Sur y Oeste, ofreciendo en el resto de la Hoja valores medios del orden de 240 m.

### 2.3.2 Toarciense (J<sub>14</sub>)

Se separa en dos tramos: el inferior, de carácter margoso con algunas intercalaciones de calizas arcillosas y una potencia de 20 m., y el superior, representado por 15 m. de calizas microcristalinas en bancos muy delgados. En el nivel inferior se encuentran Braquiópodos [*Rynchonella* (*Stolmozynchia*) *bouchardi* y *R. (Homoeozynchia)* gr. *meridionalis*] y microfauna abundante (*Vaginulina proxima*, *Lenticulina münsteri*, *L. varians*, *Marginulina prima*, *Nodosaria fontinensis* y *Procytheridea sermoisensis*). Las calizas superiores, biomicritas con pellets, contienen microfilamentos, *Glomospira*, *Glomospirella* y *Lenticulina*.

En el corte de Barchel-I está representado el tramo superior con la misma asociación de microfauna.

### 2.3.3 Dogger (J<sub>2</sub>)

En la cartografía se ha agrupado en una sola unidad todo el conjunto que comprende desde el Aalenense al Calloviense Inferior, conjunto que comienza y termina con niveles de oolitos y costras ferruginosas. La potencia total del tramo es de 73 m. y lo constituyen calizas microcristalinas con intercalaciones de niveles nodulosos-brechoideos y de nódulos de sílex. En determinados niveles contienen Braquiópodos, Ammonites (*Stephanoceras* cf. *brochei* en el Bajociense Medio) y Belemnites. Las microfacies son biopelmicritas, con oolitos en algún nivel, y con microfilamentos, radiolarios,

*Cornuspira*, *Lenticulina*, *Astacolus*, y *Nubecularia* cf. *reicheli* (ésta en el centro del tramo y definiendo el paso de Bajociense a Bathoniense).

El nivel de oolitos ferruginosos de la base parece extinguirse hacia el Este. En cambio, el nivel superior es más constante y puede usarse como nivel guía regional, que materializa el hiato del Calloviense Superior y Oxfordiense Inferior característico de la Cordillera Ibérica. Al mismo tiempo, representa uno de los horizontes más fosilíferos de toda la serie jurásica. En general, su potencia es bastante variable, entre 60 y 100 m.

#### 2.3.4 Oxfordiense (J<sub>31</sub>)

Se divide en dos tramos de diferente litología: el inferior, integrado por calizas arcillosas y nodulosas con pequeñas juntas margosas, y el superior, de margas grises con alguna intercalación de calizas arcillosas. El nivel inferior es muy fosilífero (Ammonites —*Ochetoceras* gr. *marantium* y *Perisphinctes* aff. *bifurcatoides*—, Belemnites y Esponjas), siendo sus microfacies biomicritas con intraclastos y secciones de «*Protoglobigerinas*», *Ammobaculites coprolithiformis*, *Spirillina* cf. *amphelicta*, *Paalzowella*, *Epistomina (brotzenia)* y Radiolarios. El nivel superior contiene Ammonites en la base, *Lissoceratoides* y *Perisphinctes*, y como microfauna, *Ammobaculites* cf. *conostomum*, *Lenticulina subalata*, *L. quenstedti*, *Rectoglandulina vulgata*, *Margulinopsis virga* y *Spirillina amphelicta*.

En la sección de Pico de Chelva el tramo inferior tiene una potencia de 21 m. y el superior de 25 m., mientras que en Barchel-II se han medido 34 m. y 69 m. respectivamente.

#### 2.3.5 Kimmeridgiense Inferior (J<sub>32</sub>)

Litológicamente, esta unidad está constituida por una alternancia regular y monótona de calizas y calizas arcillosas en bancos de 15 a 30 cm., con algunas delgadas intercalaciones de margas. Esta alternancia, que es micácea y carbonosa, presenta microfacies de micritas muy poco fosilíferas, localmente con pellets y/o limo muy fino. El contenido en fauna es muy pobre (*Epistomina (brotzenia)*, *Spirillina* cf. *amphelicta*, *Favreina joukwskyi* y *Pseudocyclammina lituus*).

La potencia aparece como muy variable. Así se han medido 210 m. en Pico de Chelva y 87 m. en Barchel-II, siendo la primera la más importante a escala regional.

#### 2.3.6 Kimmeridgiense Medio a Superior (J<sub>32</sub><sup>23</sup>) y Portlandiense (J<sub>33</sub>)

Se trata de dos tramos con características litológicas distintas: el inferior, representado por calizas microcristalinas, generalmente masivas, de tonos claros, con abundantes pisolitos, y el superior, constituido por cali-

zas microcristalinas en la base, gris blanquecinas y a veces arenosas, y por un conjunto de arcillas calcáreas limolíticas y versicolores e intercalaciones de calizas limolíticas o arenosas con frecuentes ostreidos.

Las microfácies del nivel inferior son micritas pisolíticas con intraclastos en la parte inferior y con matriz esparítica en la superior, conteniendo *Alveosepta jaccardi*, *Nautiloculina oolithica*, *Conicospirillina basiliensis*, *Everticyclammina virguliana* y *Pseudocyclammina lituus*.

En el nivel superior se observan microfácies de biomicritas arenosas o limolíticas y con pellets, siendo la microfauna característica *Anchispirocyclus lusitanica*, *Rectocyclammina arrabidensis* y *Everticyclammina virguliana*. Las arcillas limolíticas contienen una asociación muy rica en Ostrácodos: *Orthonotacythere interrupta*, *Macrodentina (M.) decipiens*, *Scabriculocypris trapezoides*, *Cytherelloidea weberi reticostata* y *Galliaecytheridea*.

En el corte de El Rincón, el único completo, la potencia del tramo inferior es de 90 m., y la del superior, 100 m. El primero comprende el Kimmeridgiense Medio y Superior ( $J_{32}^{23}$ ) y el segundo se data como Portlandiense ( $J_{33}$ ).

La fase Neocimérica ha afectado al Jurárico Superior, erosionándolo, de modo que el Barremiense en facies Weald se apoya en ocasiones sobre el Kimmeridgiense y otras veces sobre el Portlandiense, que constituye una unidad discontinua.

## 2.4 CRETACICO

Ocupa una extensión relativamente reducida de la Hoja, localizándose preferentemente sus afloramientos en los extremos oriental y occidental.

La sección más completa aflora en el rincón SO., en el sinclinal de la Atalaya, en donde comprende desde el Aptiense hasta el Campaniense-Maastrichtiense en facies garúmnica. Se levantó un corte menos completo cerca del Collado del Moro, en el borde centro-occidental de la Hoja. La litología del Cretácico es la común de la región, y la potencia de sus unidades, difícil de evaluar con precisión a causa de la ausencia de series completas o a reducciones de origen tectónico, como es el caso del flanco norte del sinclinal de la Atalaya. Por otra parte, razones paleogeográficas indican que las potencias deposicionales son más reducidas en el ámbito de esta Hoja que en las zonas más meridionales.

En líneas generales, se distingue un tramo inferior de facies Weald, el Aptiense marino, el Albiense de facies continental, el Cenomaniense Inferior marino, el conjunto dolomítico, el Santoniense y el Campaniense-Maastrichtiense en facies Garúmnica.

### 2.4.1 Barremiense en facies Weald ( $C_{w14}$ )

Se apoya indistintamente sobre niveles Kimmeridgienses o Portlandienses. Litológicamente lo forman una serie de arcillas limolíticas abigarradas y calizas margosas y, sobre ellas, arenas y areniscas poco cementadas, blancas o versicolores, con pasadas arcillosas. Presenta intercalaciones de

calizas microcristalinas arenosas y pisolíticas, sobre todo en los niveles bajos. En las arcillas se han determinado *Cypridea menevensis*, *C. rotundata* y *Atopochara trivolvris*. En los niveles calcáreos, secciones de *Girvanella*, *Cayeusia* y restos de Charáceas. La microfauna mencionada justifica plenamente la edad y facies atribuidas a esta unidad.

Las potencias medidas en el área SO. superan los 100 m. y son menores hacia la parte oriental y la zona norte, en que la facies Weald se conserva a favor de pequeñas cubetas tectónicas.

#### 2.4.2 Aptiense (C<sub>15</sub>)

El Aptiense se ha estudiado en la zona de la Atalaya, donde presenta una potencia de 50 m. Se trata de un conjunto predominantemente calizo, arenoso en la base, con intercalaciones de arcillas calcáreas, preferentemente en la parte media del conjunto. En las calizas inferiores (biopelmicritas arenosas con intraclastos) se han determinado *Praeorbitolina cormyi*, *Palorbitolina lenticularis*, *Choffatella decipiens*, *Valvulammina* y *Everticyclammina greigi*. Las intercalaciones margosas contienen *Choffatella decipiens*, *Everticyclammina greigi*, *Paalzowella*, *Neocythere mertensi* y *Schuleridea jonesiana*. Las calizas superiores, que suelen ser intrabiomicritas con la matriz parcialmente recristalizada (pseudosparita), contienen *Orbitolina (M.) lotzei* y algunos de los microfósiles citados.

La serie descrita se data como Aptiense Inferior (Bedouliense), de acuerdo con las especies de orbitolínidos citados. La edad del techo del Aptiense varía regionalmente de tal modo que el Albiense descansa unas veces sobre el Bedouliense y otras sobre el Gargasiense.

En la zona occidental de la Hoja (área de la Muela), los niveles marinos aptienses se reducen considerablemente de potencia y, al mismo tiempo, las condiciones de los afloramientos los enmascaran con frecuencia, por lo que es difícil distinguir el Aptiense de las facies detríticas superior e inferior, en cuyo caso se ha cartografiado el conjunto como una unidad (C<sub>w14</sub>-C<sub>15-16</sub>) comprensiva de la facies Weald, Aptiense y Albiense.

#### 2.4.3 Albiense (C<sub>16</sub>)

Como en la mayor parte del dominio de la Cordillera Ibérica, los depósitos Albienses están representados por las facies de Utrillas, idénticas a las de esta localidad, donde se han descrito recientemente como Fm. «arenas de Utrillas» (AGUILAR, RAMIREZ DEL POZO y RIBA, 1971). Las potencias observadas en la Hoja son del orden de 40 m. y afloran en sus bordes oriental y occidental.

Se trata de un conjunto predominantemente arenoso, de tonos blanquecinos, amarillentos o incluso algo rojizos, compuesto por cuarzo y feldespatos potásicos, con delgadas intercalaciones de arcillas algo micáceas, generalmente grises o verdosas. En la base, las arenas son de grano grueso, habiendo algunos niveles con costras ferruginosas. La presencia de lignito es muy rara en los afloramientos de la Hoja, siendo más frecuente que las arenas contengan algo de caolín.

Todo el conjunto es azoico, como es característico de esta formación.

#### 2.4.4 Cenomaniense Inferior a Medio (C<sub>21</sub><sup>12</sup>)

Está formado por un conjunto de carácter calizo, arenoso en la base y con intercalaciones de areniscas y margas en la parte media. Las microfácies de estos niveles son muy constantes (biointraesparitas o biointra-micritas), con *Daxia cenomana*, *Orbitolina concava*, *Aulotortus (Paratrocholina) lenticularis* y *Neoiraquia convexa*, que constituyen una asociación característica del Cenomaniense Inferior y Medio.

El paso del Albiense infrayacente es relativamente transicional, con pérdida del carácter arenoso, mientras que el paso a la unidad dolomítica superior es neto.

En la zona de la Atalaya, su espesor es del orden de unos 65 m., que disminuye al oeste a los 45 m. de la zona del Collado del Moro.

#### 2.4.5 Cenomaniense Medio a Coniaciense (C<sub>21-23</sub><sup>23-0</sup>)

En toda la región, sobre las calcarenitas y calizas del Cenomaniense Inferior a Medio se encuentra un potente tramo de dolomías en el que sólo excepcionalmente pueden reconocerse algunos niveles de calizas o margas. En la Hoja, esta unidad se localiza exclusivamente en la zona occidental. No se ha observado aquí el nivel de arcillas calcáreas verdes que suele encontrarse en la base del conjunto.

La mayor parte del tramo está representada por el conjunto de dolomías, que generalmente son cristalinas (dolesparitas) y carentes de restos orgánicos. Hacia la mitad del tramo dolomítico aparecen, como en casi todas las zonas, 10 a 15 m. de calizas microcristalinas (biomicritas). Este nivel, que generalmente se presenta muy cubierto, contiene una microfauna relativamente abundante, entre la que se destaca: *Hedbergella paradubia*, *Pithonella sphaerica*, *Clavulinoides aspera*, *Pseudoclavulina brayi*, *Ammobaculites* y *Tritaxia*. Esta asociación es característica del Turoniense Inferior.

La edad de todo el conjunto se asigna teniendo en cuenta las de las formaciones infra y suprayacente.

#### 2.4.6 Santiense (C<sub>24</sub>)

El espesor total es, al menos, de 150 m. en la zona de la Atalaya.

El Cretácico Superior en facies marina termina con un tramo de calizas microcristalinas, que puede presentar algunas intercalaciones de margas, siempre menos potentes que aquéllas. Esta unidad aflora exclusivamente en el interior del sinclinal de la Atalaya y en su prolongación nor-occidental.

Se trata de un tramo de 50 m. de calizas microcristalinas, que en determinados niveles son algo dismicríticas y contienen intraclastos y pellets. Entre los microfósiles determinados se destacan *Vidalina hispanica*, *Quinqueloculina*, *Glomospira*, *Spirophthalmidium* y *Thaumatoporella*. En algunos niveles, principalmente de la parte superior, se encuentra «*Microcodium*», indicando el paso a la facies Garúmnica.

#### 2.4.7 Campaniense y Maastrichtiense en facies Garúmnica (C<sub>G25-26</sub>)

Aflora exclusivamente en el núcleo, muy apretado, del sinclinal de la Atalaya. Lo constituyen unos 30 m. de margas y arcillas rosáceas, con intercalaciones de calizas brechoideas a conglomeráticas (dismicritas). Los niveles altos arcillosos contienen *Saportanella maslovi* y *Amblyochara begudiana*, que caracterizan al Maastrichtiense en facies continental-lacustre.

#### 2.5 NEOGENO - MIOCENO (T<sub>Cl</sub><sup>B</sup>)

Los afloramientos Neógenos de esta Hoja se limitan a unas pocas manchas localizadas en su borde occidental. Se trata de una serie de carácter detrítico-terrágeno, constituida por conglomerados groseros de cantos calizos mesozoicos, poco cementados, que pasan lateralmente a areniscas de grano grueso. Entre ellos se intercalan pasadas irregulares de arcillas arenosas y limos rojos.

En el área de La Muela, estos materiales fosilizan una superficie arrasada, y la potencia visible no supera los 30 m. Algo más al norte, en la pista forestal de Grilluelos a Charco Negro, el espesor sobrepasa los 100 m.

Aunque esta serie terrígena no ha sido caracterizada por fósiles, se atribuye al Mioceno por la similitud de sus facies con las del Mioceno continental de las Hojas vecinas más al sur.

#### 2.6 CUATERNARIO (Q)

Los depósitos cuaternarios están muy poco desarrollados en esta Hoja y se limitan a una reducida costra travertínica en la Cascada de Barchel, cerca del Pantano del Generalísimo, y los depósitos aluviales en el valle del río Tuéjar, con cierta extensión horizontal entre Tuéjar y Chelva.

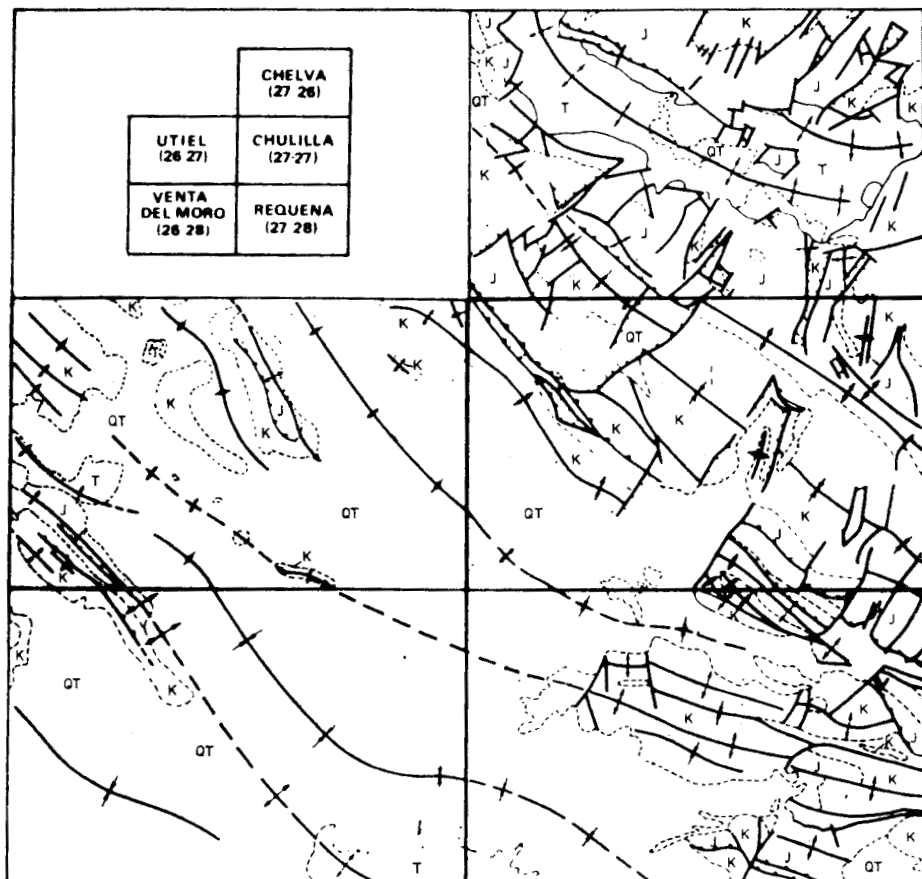
### 3 TECTONICA

#### 3.1 LINEAS GENERALES

Desde el punto de vista estructural, la Hoja de Chelva queda definida por tres estructuras de dirección NO.-SE., típicamente ibérica, de importancia y extensión desiguales.

Por un lado, la mitad NE. de la Hoja, ocupada casi totalmente por el anticlinal (o anticlinorio) de Chelva, cuyo complejo núcleo triásico, parcialmente extrusivo, se extiende en diagonal a lo largo de casi toda la Hoja. Su flanco SO. lo constituye una potente masa jurásica, muy fracturada y aproximadamente tabular, en la que se encaja profundamente el río Turia. Este complejo jurásico se resuelve al SO. en un anticlinal vergente en la misma dirección, que constituye la prolongación de una estructura regional, el anticlinal de Sot de Chera (véase el esquema tectónico regional, fig. 3).

## ESQUEMA TECTONICO REGIONAL



- |                          |  |                                     |
|--------------------------|--|-------------------------------------|
| QT Cuaternario-Terciario |  | Contacto discordante                |
| K Cretácico              |  | Contacto mecánico                   |
| J Jurásico               |  | Falla                               |
| T Triásico               |  | Falla con indicación de hundimiento |
| P Paleozoico             |  | Cabalgamiento                       |
|                          |  | Anticlinal                          |
|                          |  | Sinclinal                           |

Figura 3



El extremo norte del anticlinal de Sot de Chera se articula mediante una falla cabalgante con una nueva estructura regional, el sinclinal denominado de la Atalaya, que es la prolongación al NO. del extenso sinclinal de Sierra de Enmedio, en la Hoja de Chulilla, aquí muy agudo y con el flanco norte subvertical a volcado.

Regionalmente, la Hoja de Chelva se encuentra en las proximidades de la zona de intersección de los dominios tectónicos bético e ibérico, situada más al sur, por lo que es previsible la posible existencia de influencias béticas en esta área de estructuras ibéricas, cuestión que se discutirá posteriormente.

También podemos considerar que la Hoja de Chelva, desde el punto de vista regional, encontrándose en la parte central de la Cadena Ibérica, corresponde «a grosso modo» a un área anticlinal variscica, cuyas directrices, como es sabido, son casi coincidentes con las alineaciones del Sistema Ibérico. Por esta razón es difícil poder establecer si el pequeño pliegue paleozoico (Ordovícico) aflorante en el núcleo del gran anticlinal de Chelva pertenece únicamente al sistema variscico o ha sufrido fenómenos de rejuvenecimiento en relación con la tectónica ibérica.

El carácter alpino-ibérico de las estructuras de esta Hoja salta a la vista, tanto por su directriz evidente como por las acusadas vergencias al SO., originadas por empujes tangenciales del NE. Por otra parte, es clara la presencia constante de una serie de fallas aproximadamente NE.-SO., es decir, coincidente con la dirección bética y normal a la dirección ibérica predominante.

Hay diferencia de opiniones acerca del significado de las posibles estructuras NE.-SO., que algunos autores atribuyen a una fase de plegamiento bética, posterior y deformante de la ibérica. A la escala macroscópica en que ha sido realizado este trabajo y visto que la mayor parte de las supuestas estructuras con influencias béticas están en relación con fallas, nos inclinamos a creer que más que estructuras de plegamiento son bloques fallados y deformados en relación con las propias fallas, que atribuimos a la fase de distensión del sistema normal de la tectónica ibérica principal y afectado localmente por movimientos del Triás plástico. En todo caso, pensamos que únicamente una investigación microtectónica detallada de algunas de las estructuras consideradas podría resolver definitivamente este problema.

## 3.2 DESCRIPCION DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS

### 3.2.1 Anticlinal de Chelva

Ya hemos dicho que esta gran estructura, que quizá sería más propio denominar anticlinorio, ocupa prácticamente la mitad NE. de la Hoja. Lo forma una extensa franja NO.-SE. de afloramientos triásicos, un flanco norte relativamente complejo, pero suave, y un flanco sur completamente desdibujado.

La franja triásica la constituye una gran masa de Keuper, en la que se distribuyen caóticamente, aunque conservando una cierta alineación NO.-SE.,

gran número de bloques de Muschelkalk, algunos de Buntsandstein y Lías y excepcionalmente, uno de Utrillas y Aptense. Los bloques de Muschelkalk son casi siempre de Muschelkalk Superior, cuyo hecho se justifica por su situación estratigráfica, comprendida entre dos niveles plásticos, el Muschelkalk Medio o tramo rojo y el Keuper, lo que hace que al plegarse se despegue con facilidad y quede englobado en las masas de Keuper. Merece citarse la intensa dislocación que tiene lugar en el rincón NO. de la Hoja, en el que aflora, en una de las cotas más altas, una gran masa de areniscas del Buntsandstein.

El núcleo se sitúa en la región oriental de la Hoja y en él afloran Paleozoico, Buntsandstein y Muschelkalk, subverticales a volcados y muy complicados por fallas normales y cabalgantes. El Paleozoico es posiblemente Ordovícico, y sobre él se apoyan directamente los conglomerados basales del Buntsandstein. En esta zona se encuentra la que BRINKMANN denominó «ventana tectónica del Remedio», junto a la ermita de este nombre en las cercanías de Chelva, en la que se observa un núcleo anticlinal de Buntsandstein, sobre el que se apoya normalmente el Muschelkalk, que es cabalgado por el norte por un bloque de Buntsandstein seguido de Keuper, y sobre éste, el Jurásico basal.

El flanco norte, relativamente tranquilo y suave, presenta una serie de fallas inversas en la parte NO., al tiempo que el contacto de los varios niveles jurásicos con el Keuper es mecánico, mientras que hacia el SE. se pone en contacto con el núcleo merced a fallas normales, la más importante de las cuales pone el Jurásico Inferior al nivel del Paleozoico. Está afectado por numerosas fallas de distensión normales a la dirección del pliegue, que determinan pequeños grabenes en que aflora frecuentemente el Cretácico Inferior detrítico. El conjunto más complejo de estas fallas NE.-SO. se sitúa precisamente en las proximidades del núcleo paleozoico.

Finalmente, el flanco sur está completamente desdibujado por el Keuper extrusivo, que alcanza prácticamente todos los niveles del Jurásico.

### 3.2.2 Anticlinal de Sot de Chera

Se trata de una larga estructura regional asimétrica, que cruza la Hoja de Chulilla, formada por un flanco norte relativamente tendido y un flanco sur pendiente que se hace más acusado hacia el NO. hasta romperse en falla inversa, ya en la Hoja de Chelva; en gran parte esta falla queda cubierta por el Cuaternario de Benagever Nuevo. Su estilo es, pues, el típico del área. El flanco norte queda muy desfigurado por un sistema complejo de fallas y resulta de difícil definición. La estructura se extingue contra un sistema de fallas NE.-SO. a la altura de la presa del Pantano del Generalísimo.

### 3.2.3 Sinclinal de la Atalaya

El gran sinclinal, de extensión regional, conocido en la Hoja de Chulilla como Sinclinal de Sierra de Enmedio, allí muy tendido y de morfología tabular, se torna muy agudo al penetrar en esta Hoja y la cruza en dirección

SE.-NO., ibérica. Hasta el Pantano del Generalísimo forma un relieve invertido, cuyo punto dominante es el vértice Atalaya, con el que los autores franceses bautizaron la estructura. Al otro lado del sistema de fallas del pantano aparece como un relieve tabular arrasado en el Llano de la Muela, parcialmente cubierto por conglomerados miocenos, y se pierde al NO. bajo ellos.

El flanco norte, en relación con el anticlinal antes citado, es subvertical a invertido, hasta el núcleo, que contiene los depósitos mesozoicos más altos de la Hoja (Cretácico Superior en facies garúmnica). El flanco meridional se va tendiendo progresivamente hasta el extremo de la Hoja, en cuyo rincón SO. enlaza con el cabalgamiento de la Sierra del Negrete de la Hoja de Utiel.

#### 4 HISTORIA GEOLOGICA

La Historia Geológica de una región debe establecerse teniendo en cuenta el mayor número de datos posibles. Por otra parte, el área ocupada por una Hoja resulta extremadamente pequeña para conocer los principales hechos ocurridos en el transcurso de los tiempos geológicos. Por todo ello, la Historia Geológica se basará en los datos obtenidos de los trabajos cartográficos del bloque 17-11, que comprende las Hojas de Chelva, Utiel, Chulilla, Venta del Moro y Requena, que en el presente año ha realizado Compañía General de Sondeos, S. A. La Historia Geológica es, por tanto, prácticamente la misma para las cinco Hojas que integran el citado bloque.

El Paleozoico, presente solamente en la Hoja de Chelva, parece corresponder al Ordovícico. Está plegado por la orogenia variscica y representa el substrátum o zócalo que se extiende ampliamente al N. de la zona estudiada. Por tratarse de un pequeño afloramiento, sin conexión con otras estructuras semejantes, no disponemos de datos para establecer la historia geológica durante los tiempos paleozoicos.

Aunque el Buntsandstein sólo aflora en la Hoja de Chelva, y los terrenos más antiguos que encontramos en la Hoja de Utiel pertenecen al Keuper, se puede asegurar que el Triásico se ha depositado completo en toda la región.

En el capítulo de Estratigrafía se ha indicado que el Triásico de esta Hoja, así como el de toda la región levantina, presenta facies Germánica. Las grandes analogías que se observan con el de la Cadena Costero-Catalana lo apartan algo del Triásico del resto de la Ibérica. En primer lugar, en el Muschelkalk, que es muy potente, se intercala dentro de la serie calizo-dolomítica un tramo rojo intermedio de arcillas con yeso. También, en el Muschelkalk de esta región, se encuentran algunas especies típicas del Triásico Alpino. Estos dos hechos sugieren que el Triásico que se extiende desde las Cadenas Costero-Catalanas hacia el sur, hasta enlazar con las series andaluzas, podría denominarse de facies «mediterránea».

Lo dicho encaja perfectamente en la paleogeografía de la Península durante el Triásico. La zona emergida la constituía fundamentalmente la me-

seta española, y el área más profunda, el Mediterráneo actual. Así, tanto las series catalanas como las valencianas pertenecen a áreas más alejadas del borde de la cuenca y más próximas a la zona profunda que las series ibéricas.

Durante el Buntsandstein, la sedimentación fue de carácter continental, en un medio en el que los aportes fluviales fueron muy intensos, lo que dio lugar a las potentes series que se conocen en lugares próximos y que deben existir bajo el substrátum de la zona. No se han observado los niveles de arcillas rojas que en muchos lugares de la Península constituyen la parte más alta del Buntsandstein (Röt), existiendo, en cambio, en el contacto del Buntsandstein y Muschelkalk una cicatriz muy marcada que posiblemente corresponda a una interrupción de la sedimentación.

En el Muschelkalk, la sedimentación tiene lugar en un medio marino muy somero, pero de aguas con salinidad normal, debido a un importante cambio en las condiciones climáticas que dio lugar a que los aportes de materiales arenosos cesasen. La fauna de este piso, reconocida en varias Hojas del bloque 17-11, indica profundidades del medio bastante someras. Localmente, la cuenca adquiriría condiciones evaporíticas, pudiendo depositarse yesos y arcillas (tramo rojo intermedio, observado en la Hoja de Chelva) que indican una menor influencia marina.

Estas condiciones se acentuaron durante la sedimentación del Keuper, dando lugar a depósitos arcilloso-salinos.

Entre el Hettangiense y el Kimmeridgiense ha habido sedimentación prácticamente continua en toda la región, salvo algunas pequeñas interrupciones que dan lugar a pequeños hiatos.

En el Lías Inferior, desde el Hettangiense al Pliensbachiense, la cuenca comienza por recobrar gradualmente sus condiciones marinas, al propio tiempo que aumenta la profundidad del medio también de un modo más o menos paulatino. La salinidad puede considerarse marina, por lo menos a partir del Sinemuriense. En determinadas zonas, y sobre todo en el Pliensbachiense, debido a ligeros movimientos del fondo, pudieron aislarse pequeñas cuencas en las que, excepcionalmente, se daban facies salobres o transicionales a lacustres, como en la zona de Contreras (Hoja de Utiel). Esta inestabilidad del fondo de la cuenca es la que posiblemente provocó en algunos lugares la formación de lumaquelas, principalmente en el Pliensbachiense Superior, al producirse oscilaciones de la línea de costa y al tenerse localmente facies no favorables para la vida de los organismos. De todos modos, durante el Lías Inferior, el índice de energía del medio fue relativamente bajo, como demuestra el carácter micrítico de la mayor parte de los niveles.

En el Toarciense, la cuenca se hace más profunda, no sobrepasando en ningún caso el medio nerítico, y estimándose una profundidad de unos 100-125 m. Este aumento va acompañado de una reducción del índice de energía deposicional, teniéndose en el Toarciense un medio extremadamente tranquilo.

Al comienzo del Dogger (Aalenense), las facies son semejantes a las del Toarciense, pero a medida que ascendemos en la serie del Dogger va disminuyendo de un modo paulatino la profundidad, al tiempo que aumenta

también el índice de energía, como demuestran los oolitos e intraclastos del Bajociense y las microfácies esparíticas y oolíticas del Bathoniense, que deben interpretarse como de aguas bastante agitadas (Hojas de Utiel y Venta del Moro). Por otra parte, la profundidad no debió ser superior a los 40 m., a juzgar por el contenido faunístico. En relación con esta reducción de la profundidad del medio y, posiblemente también, con ligeros movimientos del fondo de la cuenca, pudieron, sobre todo en el Bathoniense Superior, aislarse pequeñas cuencas en las que la salinidad era inferior a la normal marina, como se ha puesto de manifiesto dentro de la Hoja de Requena. En el Calloviense Inferior, la cuenca fue también de tipo nerítico, con una profundidad media que puede estimarse en unos 60 m., es decir, algo superior a la del mar Bathoniense y con un índice de energía del medio relativamente tranquilo, como corresponde a la deposición de biomicritas y biopelmicritas. Dentro del ámbito de este bloque, así como en la mayor parte de la Ibérica, hay entre el Calloviense y Oxfordiense un nivel rojo o de oolitos ferruginosos, que materializan el hiato del Calloviense Superior y Oxfordiense Inferior, pudiendo existir ocasionalmente condensaciones de fauna de estos pisos.

Durante el Oxfordiense, así como en el Kimmeridgiense Inferior, el ambiente de sedimentación es muy uniforme, no sólo en las Hojas del bloque, sino en el resto de la región. Las facies son neríticas en el Oxfordiense, siempre de poca profundidad, y ésta muy posiblemente se reduce al comienzo del Kimmeridgiense. De todos modos, la presencia casi constante de microfácies micríticas durante el Oxfordiense y Kimmeridgiense Inferior nos indica el bajo índice de energía del medio que presentaba ciertos caracteres reductores, como se deduce de la presencia de pirita y de restos carbonosos.

En el Kimmeridgiense Medio a Superior (no representado en las Hojas de Utiel y Venta del Moro) se depositan las calizas pisolíticas y/u oolíticas en un medio nerítico a costero con profundidades del orden de los 30 a 40 m. y que, en líneas generales, tienden a reducirse hacia la parte superior. El hecho de que este tramo sea generalmente de carácter micrítico y sólo excepcionalmente esparítico en la parte superior, indica que el índice de energía del medio no fue extremadamente agitado, sino más bien de tipo medio, con movimientos oscilatorios de agua que, unidos a la presencia de Algas en una cuenca rica en carbonatos, dieron lugar a la formación de los pisolitos. En la parte alta del Kimmeridgiense, el índice de energía fue mayor, como demuestran la matriz esparítica y la presencia de intraclastos y/u oolitos.

El Portlandiense solamente se ha reconocido en la Hoja de Chelva, donde está caracterizado por facies marinas muy costeras con Ostreidos y Foraminíferos, que presentan frecuentes intercalaciones de salinidad menor (medio polihalino) con una fauna de Ostrácodos propia de estas facies.

Como han señalado anteriormente otros autores en otros sectores de la Ibérica (VILLENNA, RAMIREZ, LINARES y RIBA, 1971, en la zona de Molina de Aragón; FELGUEROSO y RAMIREZ, 1971, en el Maestrazgo; MELENDEZ HEVIA y RAMIREZ, 1972, en la Serranía de Cuenca, y CANEROT, 1971, sur del Maestrazgo), dentro del Jurásico se pueden separar dos gran-

des ciclos sedimentarios: el primero, que comienza con la transgresión del Hettangiense sobre los materiales del Keuper y termina con la sedimentación del Dogger. En él se depositaron los materiales del conjunto dolomítico-calizo del Hettangiense-Pliensbachiense y la serie margosa del Toarciense, momento en el que se alcanzaron las profundidades máximas de la cuenca Jurásica. Al comienzo del Dogger continuaron las condiciones de profundidad del Toarciense, pero a partir del Bajociense y durante el Bathoniense el ciclo sería de tipo regresivo, depositándose calizas con sílex y oolitos. Localmente podían depositarse sedimentos salobres, como se ha indicado. La profundidad de la cuenca durante el Dogger es pequeña, lo que da lugar, por medio de débiles movimientos epirogénicos, a la formación de pequeños surcos y umbrales, es decir, un limitado relieve del fondo de la cuenca. Con la sedimentación de las calizas microcristalinas del Calloviense Inferior se completa este primer ciclo sedimentario, que termina con la laguna del Calloviense Superior-Oxfordiense Inferior, conocida en toda la Cordillera Ibérica, y que no es más que una consecuencia de las primeras fases Neociméricas, que presentarán su mayor actividad al final del Jurásico y durante el Cretácico más inferior. El segundo ciclo se inicia en el Oxfordiense con la sedimentación de tipo transgresivo de las margas o calizas arcillosas sobre el Calloviense, parcialmente erosionado, continuándose durante el Kimmeridgiense Inferior y el Kimmeridgiense Superior, e incluso el Portlandiense en la zona norte (Hoja de Chelva).

Paleogeográficamente, el Jurásico de la zona se sitúa dentro del dominio de facies Ibérica y, más concretamente, en la zona de paso entre estas facies y las Prebéticas, que algunos autores han denominado facies Betibéricas.

Al final del Jurásico y durante el Cretácico más inferior, la región se comportó como un alto, debido a las fases principales Neociméricas, lo que motivó la erosión parcial y/o falta de depósito de estos niveles. Esta erosión del Jurásico tuvo distinta intensidad, según las zonas. Así, en las Hojas de Utiel y Venta del Moro no se encuentran sedimentos del Kimmeridgiense Medio-Superior, e incluso en algunos sectores de la zona N. de Contreras falta por completo el Kimmeridgiense Inferior, descansando el Cretácico en facies Weald sobre el Oxfordiense. En las Hojas de Chulilla y Requena, los primeros niveles Cretácicos yacen sobre el Kimmeridgiense Superior, y en la de Chelva, excepcionalmente, sobre el Portlandiense.

Las discordancias paleoalpinas o intramesozoicas hace tiempo que fueron reconocidas en la Cordillera Ibérica. Fueron los autores alemanes los que las pusieron de manifiesto en las síntesis regionales (RICHTER y TEICHMULLER, 1933; BRINKMANN, 1931), sobre todo observando el yacente del Cretácico Inferior y haciendo el mapa paleogeográfico correspondiente y las respectivas variaciones de potencia. Las investigaciones modernas las han confirmado. En la Serranía de Cuenca, no lejos del área estudiada, MELENDEZ HEVIA (1971) y RAMIREZ y MELENDEZ (1972) reconocen entre Uña y Buenache un haz de pliegues del Jurásico recubiertos por el Weald en franca discordancia angular, lo cual demuestra una fase de plegamiento Neocimérica (pre-Weald, post-Jurásico Superior), creemos bas-

tante suave y local, ya que no había sido reconocida de un modo tan evidente en otros sectores de la Ibérica.

La sedimentación del Cretácico comienza por facies salobres, caracterizadas por depósitos arcillosos de un medio oligohalino. En la mayor parte de la región, esta facies Weald se deposita solamente en el Barremiense, cuyos sedimentos deben considerarse como «extensivos», al descansar sobre diferentes pisos del Jurásico, según se ha indicado anteriormente. Además, la base de la facies Weald no siempre tiene la misma edad, pudiendo llegar a ser Hauteriviense en la zona NO. de la Hoja de Requena.

En el Aptiense, la cuenca es de carácter marino, comenzando por facies muy costeras, generalmente arenosas, con Ostreidos, Foraminíferos y Ostrácodos de muy poca profundidad, hasta llegar a tenerse facies neríticas en la mayor parte del Aptiense, generalmente de tipo biostrófico, con Orbitolinas y otros fósiles bentónicos junto a algunos Rudistas y Algas calcáreas. La profundidad de la cuenca no sobrepasó en ningún momento los 50 m. La subsidencia dentro del bloque 17-11 fue también pequeña (la potencia media es del orden de 70 m.), aunque hacia el SE. (en la Hoja de Requena) los espesores aumentan, llegando hasta 135 m., al tiempo que las facies afianzan su carácter marino. En las Hojas de Chulilla y Chelva, estas facies marinas Aptienses tienden a acuñarse, reduciéndose de potencia hasta llegar a desaparecer en la zona de la Serranía de Cuenca (RAMIREZ y MELENDEZ, 1972). La transgresión Aptiense penetró mucho menos que la del Cenomaniense en el ámbito Ibérico. Hacia el N. flanqueaba la Sierra de Albarracín, emergida, alcanzando todo el sector valenciano que interesa al bloque 17-11.

Al finalizar el Aptiense se producen nuevos movimientos orogénicos que se prosiguen en parte en el Albiense Inferior (AGUILAR, RAMIREZ DEL POZO y RIBA, 1971), originándose una serie de umbrales y cubetas que afectan a todo el dominio de las Cadenas Ibéricas. En la Serranía de Cuenca, estos movimientos de la fase Aústrica parecen menos intensos que los anteriores. En cambio, se han manifestado con más claridad en otros dominios, especialmente en el Maestrazgo, Sierra de Albarracín, etc. Particularmente interesante es el umbral causado por dichos movimientos, extendido de NO. a SE., entre el Javalambre y Valencia-Sagunto (el «umbral de Castellón», según RICHTER y TEICHMULLER (op. cit.), o mejor el «umbral ibérico Sud-Oriental» de CANEROT, GAUTIER y VIALARD, 1971), contra el que se producen reducciones y pasos laterales de facies partiendo de la zona de Chulilla-Requena. Este umbral desapareció en el Albiense y la cuenca Ibérica recuperó su unidad con la transgresión Cenomaniense.

Los sedimentos del Albiense de la Fm. «arenas de Utrillas» descansan sobre el Aptiense marino, unas veces sobre el inferior (Bedouliense) y otras sobre el superior (Gargasiense), debido a que dicha formación tiene también un carácter «extensivo» y regionalmente puede descansar sobre formaciones más antiguas (Barremiense en facies Weald en la Serranía de Cuenca, RAMIREZ y MELENDEZ, 1971), o sobre diferentes niveles del Jurásico en otros sectores de la Ibérica. Este fenómeno debe interpretarse como consecuencia de una fase orogénica pre-Albiense (Aústrica), ya citada, que creó un relieve, con la consiguiente erosión de las zonas altas (RAMIREZ

y MELENDEZ, 1972). Estas facies debieron depositarse sobre una superficie algo irregular y su sedimentación tendió a rellenar y nivelar estas irregularidades. En todo caso son depósitos de tipo fluvial de carácter arcósico, cuya composición revela un intenso lavado bajo condiciones climáticas muy agresivas (matriz caolinítica y escasa illita), con una sedimentación rápida en una cuenca de muy poca profundidad (marismas, llanuras aluviales, etc.). Los ríos discurrieron por una serie de cursos divagantes, en los que los cauces se rellenaban rápidamente y se iban desplazando, lo que en cierto modo puede explicar la uniformidad litológica de esta formación. Dentro de la zona estudiada la potencia es reducidísima, aumentando hacia el Este y Sur, donde pueden llegar a tenerse intercalaciones marinas de facies costera dentro del Albiense (Hoja de Requena).

En el Cenomaniense Inferior y Medio se vuelve a iniciar un régimen de sedimentación marina que, como en el caso del Aptiense, comienza por facies muy costeras con *Exogyra*, bastante terrigenas, hasta llegar a tener un carácter nerítico de poca profundidad (Orbitolinas).

Desde el Cenomaniense Medio-Superior y hasta el Coniaciense (deposición de dolomías) las facies son probablemente muy costeras, tratándose de sedimentos depositados en condiciones aisladas de mar abierto, bajo una fuerte influencia continental que, en ocasiones, pudo originar sedimentos no marinos, como muy probablemente serán las arcillas calcáreas verdes del Cenomaniense Medio.

Excepcionalmente, en el Turoniense Inferior la microfauna observada parece indicarnos condiciones de mar abierto y facies neríticas. Precisamente son estos niveles, así como los de la base del Santoniense de algunas zonas (Hoja de Utiel), los únicos que contienen microfauna planctónica de todo el Cretácico. En general se trata de sedimentos depositados en una cuenca relativamente tranquila, con bajo índice de energía del medio.

Como se deduce de lo anteriormente indicado, a partir del Santoniense vuelven a aparecer facies neríticas, aunque debido a la inestabilidad de la cuenca, que ya empieza a manifestar los primeros efectos de la regresión general que tendrá lugar en toda el área al final del Santoniense y comienzo del Campaniense, se intercalan dentro del Santoniense varios episodios muy costeros, incluso transicionales a facies de tipo «lagunar», en los que los microfósiles indican facies «mixtas» (Foraminíferos y Charáceas) y las microfacies tienden a ser dismicríticas. Después del Santoniense Superior (nivel de *Lacazina*) y hasta la instauración definitiva del régimen de facies Garúmnica, los sedimentos presentan estas facies «mixtas».

De un modo muy general, como en el caso del Aptiense, el carácter marino del Cretácico Superior disminuye hacia el NO. (zona de la Serranía de Cuenca), donde predominan las dolomías (brechoideas en unos niveles y con aspecto carniólico en otros —«carniolas del Cretácico Superior»), que han sido interpretadas como de facies «lagunar», depositadas en una cuenca cerrada o semicerrada, aislada del mar abierto (RAMIREZ DEL POZO y MELENDEZ HEVIA, 1972), mientras que hacia el Sur y Este las series se hacen cada vez más marinas, como sucede en la Hoja de Requena.

El carácter «lagunar» de los depósitos se acentúa en el Campaniense, Maastrichtiense y Paleoceno como consecuencia de la gran inestabilidad



de la cuenca y, debido a la presencia de las primeras fases alpinas, que dan lugar a la regresión marina, la cuenca adquiere una configuración de pequeños surcos y umbrales. Los primeros, siempre aislados del mar, con aguas de tipo salobre y muy esporádicamente con mayor salinidad, tendieron a rellenarse con los materiales que se erosionaban en los umbrales (conglomerados calcáreos, con cantos procedentes del Cretácico Superior) y con sedimentos arcillosos o, muy localmente, en alguno de estos surcos (Los Cuchillos, en las Hojas de Utiel y Venta del Moro), con facies evaporíticas de sulfatos. Esta configuración de las cuencas explica las grandes variaciones de litología y espesor de los sedimentos de facies Garúmnica, que se han depositado aparentemente en concordancia con la serie marina del Cretácico Superior. Por ello no parece que sea correlativa con ninguna fase de diastrofismo importante, como señalan VIALARD y GRAMBAST (1968).

La presencia de «*Bulimus*» *gerundensis* en las Hojas de Utiel, Venta del Moro y Chulilla demuestra la existencia del Paleoceno en facies Garúmnica, en la que no se observa ninguna discordancia basal o interna.

Por lo que se refiere a la Historia Geológica de la serie comprendida entre el Paleoceno y Mioceno (Paleógeno), no es posible presentar datos concretos debido a que los afloramientos están escasamente representados dentro del bloque 17-11. En Los Cuchillos (Hojas de Utiel y Venta del Moro) parece tratarse de una serie litológicamente semejante a la del Paleoceno, por lo que es de suponer que el medio ambiente fuese comparable con éste. En la Serratilla (Hoja de Utiel), en cambio, bajo los sedimentos Neógenos se encuentran areniscas calcáreas azoicas que por su posición estratigráfica se pueden atribuir a esta unidad. En la Hoja de Requena, cerca de Siete Aguas, hay un tramo de más de 60 m. de areniscas y conglomerados rojos, plegados, sobre los que descansa la serie del Neógeno.

Desgraciadamente no poseemos datos paleontológicos fehacientes, ya que todas estas series han resultado azoicas, pero teniendo en cuenta que la región estudiada se sitúa en el borde de la Depresión Terciaria del Tajo (o Mesa Manchega), en la que se han localizado varios yacimientos de vertebrados y vegetales, parece probable que la serie Paleógena esté completa en nuestra región, aunque en la mayor parte de las zonas queda oculta bajo los terrenos Miocenos, discordantes. VIALARD y GRAMBAST (1970) determinan en Huelves una flora de Charáceas de edad Eocena. En Viana de Jadraque (SCHROEDER, 1930) y Huérmeces del Cerro (CRUSAFONT, MELENDEZ y TRUYOLS, 1950) se citan yacimientos de vertebrados del Sannoisiense. El Stampiense Superior está representado en Carrascosa del Campo, según CRUSAFONT y AGUIRRE (in litt., cit. in PEREZ GONZALEZ et al., 1971), así como por la flora determinada por VIALARD y GRAMBAST (1970) en Mingo-Anubes y entre la Sierra de Altomira y Mazarulleque.

Los últimos autores citados concluyen, quizá un poco precipitadamente, que la fase principal de plegamiento de este sector SE. de la Ibérica y de la cuenca del Tajo es de edad post-Stampiense Medio y pre-Aquitaniense. La discordancia correspondiente ha sido demostrada en otros lugares de la Ibérica y del Pirineo (ver RIBA, Mem. número 40 «Daroca», del Mapa Geológico Español, 1: 200.000), pero es cierto también que las ha habido intra-

paleógenas. En Montalbán hay una discordancia pre-Stampiense y, asimismo, PEREZ, VILAS, BRELL y BERTOLIN (1971), en el análisis que hacen de la depresión del Tajo, concluyen que existe una fase principal entre el Sanoisiense y el Stampiense.

Durante el Paleógeno, como consecuencia de los empujes orogénico-alpinos, tienen lugar las grandes dislocaciones de directrices ibéricas (NO.-SE.) que originan pliegues apretados y volcados y en parte cabalgantes hacia el SO. Con posterioridad tienen lugar fuertes fenómenos distensivos que provocan el hundimiento de las diferentes cubetas terciarias y una compleja fracturación de los asomos estructurales mesozoicos. Además, en relación con esta fase orogénica tiene lugar alguna extrusión de material plástico del Trías que cambia aún más la estructuración de la zona.

El Mioceno se apoya, como ya se ha indicado, sobre el Paleógeno o cualquier otro terreno más antiguo, mediante una clara discordancia angular. La superficie de discordancia, por lo menos en muchos lugares del reborde Ibérico de la zona Utiel-Requena, dista de ser una penillanura perfecta; sino todo lo contrario, con frecuencia es un relieve fósil, e incluso la parte alta del Mioceno (Vindoboniense y Pontiense) es solapante, sin llegar a sepultar completamente los relieves. Se trata de la fase de plegamiento Sávica.

En Fuencaliente, en la Hoja de Utiel, se demuestra la existencia de una discordancia intramiocena de edad pre-Vindoboniense, que es también manifiesta al N. de Requena, en donde las fallas de la fosa tectónica de Chera están recubiertas o fosilizadas por la serie alta del Mioceno. Esta discordancia en la Ibérica ya fue revelada cerca de Daroca por FREUDENTHAL (cit. en RIBA, Hoja de «Daroca» del Mapa Geol. Esc. 1:200.000), pero también fue citada por BRINKMANN (1931) en la depresión valenciana. Concretamente, en el anticlinal de Niñerola, dicho autor cita una discordancia angular entre la molasa Burdigaliense y un Helveciense marino y un mioceno continental Tortoniense-Sarmatiense, la cual pertenecería a la fase estírica.

En el Neógeno se produjo una importante transgresión marina procedente del geosinclinal Bético, que invadió una gran parte de la mitad sur de la provincia de Valencia. El máximo transgresivo Burdigaliense alcanzó, tierra adentro, una línea de costa muy cercana a Chiva-Buñol-Ayora, es decir, a zonas muy próximas a la Hoja de Requena (Umán), en donde existen algunas facies del Mioceno que pueden atestiguar la proximidad marina.

Finalmente, entre el Tortoniense-Sarmatiense continental de Niñerola y el Pontiense (que BRINKMANN asimila al Plioceno Inferior) existe otra discordancia angular de fase Atica (o segunda Estírica). Se trata, en efecto, de una serie de fases de deformación que indudablemente afectaron con más intensidad hacia las Cordilleras Béticas, pero que en la depresión valenciana, y en particular en la zona de Requena, también se dejaron sentir.

Al finalizar el Pontiense sobrevino una época de gran tranquilidad diastrófica que, junto con un clima bastante árido, según revela la paleontología (CRUSAFONT y TRUYOLS, 1960), permitió el desarrollo de la penillanura fini-Pontiense extensamente desarrollada en gran parte de la península central y que afectó indudablemente el sector de nuestro estudio, nivelando los bloques calcáreos del Mesozoico plegado.

Las fases de diastrofismo que tuvieron lugar durante el Mioceno motivaron los basculamientos y movimientos verticales de bloques ya aludidos, y la intrusión diapírica del Keuper, como ocurre en la Hoja de Utiel (Jaraguas, Camporrobles) y en las de Requena y Chulilla (Triásico de la carretera de Chera). En Jaraguas, los conglomerados más altos de la serie no están cortados por el Keuper intrusivo, sino que tienden a fosilizarlo. En dichos casos, el Terciario está deformado con buzamientos periféricos divergentes. Al cesar dichos movimientos, de edad post-Burdigaliense y pre-Vindoboniense, el depósito de conglomerados tiene lugar en discordancia y solapamiento.

El estudio de los Ostrácodos del Mioceno pone de manifiesto que, en general, el medio fue salobre durante la mayor parte del mismo y, en particular, puede considerarse como oligohalino. Todos los sedimentos de calizas y margas contienen Ostrácodos característicos de facies lacustres o salobres. En los bordes y en áreas más o menos internas predominan las facies terrígenas (afloramientos del borde occidental de la Hoja de Chelva, la mayor parte del Mioceno de las Hojas de Chulilla, Requena y Venta del Moro, así como la parte oriental de la de Utiel) con gran desarrollo de paleocanales y sedimentos del relleno fluvial. Los depósitos de tipo lacustre se formaban en aquellas áreas o zonas a las que, por permanecer eventualmente aisladas del resto de la cuenca, no llegaban los aportes terrígenos.

A las fases de diastrofismo intramiocénicas les siguió otra, la Rodánica o post-Pontiense, cuyas dislocaciones siguen paralelas a las más antiguas unas veces, y otras las cortan oblicuamente, determinando una serie de movimientos verticales de bloques, levantándose unos, hundiéndose otros, y dando como resultado la fisonomía morfológica actual de este sector valenciano. Es muy importante la dislocación de esta edad existente entre Siete Aguas y Buñol, por la que se pasa de los altiplanos de Requena a la depresión valenciana. El mapa de las deformaciones de la penillanura fini-Pontiense de BRINKMANN (1931, fig. 30) es muy ilustrativo en este sentido.

Algunos arrasamientos parciales o retoques de la superficie de erosión fini-Pontiense ocurrieron al finalizar el Plioceno, dando lugar a la formación de los glaciares villafranquienses (especialmente el correlativo a la formación aluvial de Casas de Ibáñez, que recubre todo el altiplano de Albacete) y pleistocenos del interfluvio entre el Júcar y el Cabriel. El encajamiento de la red fluvial se realizaría a partir de los movimientos rodánicos y la erosión remontante subsiguiente iría encajando los cursos fluviales durante el Cuaternario con la formación de las terrazas.

## **5 GEOLOGIA ECONOMICA**

### **5.1 AGUAS SUBTERRANEAS**

La superficie de la Hoja de Chelva es notablemente montañosa, las poblaciones escasas y poco importantes y la agricultura más importante se localiza en los valles, especialmente en el del río Tuéjar, entre Tuéjar y Chelva. Por otra parte, la pluviosidad es suficiente, del orden de 400 mil-

metros/año, con lo que los recursos existentes cubren las necesidades de la zona. Además, están en curso de realización importantes obras de conducción y distribución para riegos de las aguas del Turia, reguladas por el pantano del Generalísimo, aunque estas obras están más bien dirigidas a áreas vecinas. Por todo ello la búsqueda de caudales considerables no está excesivamente justificada. Sin embargo, en lo que sigue se harán una serie de consideraciones acerca de las posibilidades de distintas áreas en cuanto a la posible acumulación de aguas subterráneas.

Normalmente, los acuíferos de la zona deberán ser calizas fracturadas, ya que los únicos niveles detríticos existentes, del Cretácico Inferior en facies Weald, no existen en amplias superficies y son generalmente aflorantes.

La franja triásica que cruza diagonalmente la Hoja de NO. a SE. debe, en principio, ser descartada, ya que se prevé que normalmente producirá aguas duras cuando no salobres. Naturalmente, los cuaternarios instalados sobre ella en los valles fluviales producirán aguas de buena calidad, pero en cantidad y calidad estrictamente dependientes del régimen fluvial.

Otro factor negativo es la presencia del río Turia, muy encajado, lo que determina un fuerte drenaje natural al dejar en alto posibles acuíferos. Esta circunstancia forzaría en gran parte del área al oeste y sur de la Hoja a perforar a gran profundidad para alcanzar el nivel freático principal, en relación con el río.

Ofrece posibilidades de contener buenos acuíferos el flanco norte del anticlinal de Chelva. Igualmente, y con más aprovechamiento, el borde oriental de la Hoja, es decir, las zonas relativamente llanas cercanas a Higuieruelas y Losa del Obispo.

No existen manantiales importantes en la zona considerada, y la mayor parte de los existentes son utilizados para el abastecimiento de las poblaciones, y entre ellos descuella el de Tuéjar, con 80 l/seg. Merece también mención por su espectacularidad el nacimiento en el cuaternario de Benagéver Nuevo, que da origen a la cascada de Barchel, sobre las gargantas del Turia, un par de kilómetros aguas abajo del pantano del Generalísimo.

Finalmente, citaremos las aguas minero-medicinales del balneario de Baños de Berche, entre Losa del Obispo y Domeño, en relación con los yesos y sales del Keuper en que nacen.

## 5.2 RECURSOS MINERALES

Las únicas explotaciones dignas de este nombre existentes y en funcionamiento en el término de esta Hoja son los aprovechamientos de caolín de las arenas de facies Utrillas y Weald, situados entre Losa del Obispo y Baños de Berche y otros más al Norte, en el borde de la Hoja, a la altura de Villar del Arzobispo. En otros lugares de la Hoja existen canteras del mismo material de explotación aparentemente esporádica.

En otro sentido cabe destacar, a pesar de su escaso significado cuantitativo, las canteras de calizas y margas jurásicas del pantano del Generalísimo, para abastecer la fábrica de cemento allí instalada con motivo de la

construcción de la presa y que sigue todavía en funcionamiento. La producción anual es sólo de 30.000 toneladas.

Por último, nos referimos a una pequeña explotación de yeso junto a la carretera del pantano de Tuéjar, ya cerca de éste, y a otros aprovechamientos ya abandonados de yeso y sal gema, también en relación con la franja de Keuper. Naturalmente, existen también varias pequeñas canteras explotadas intermitentemente para la construcción con fines locales.

## 6 BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M. J.; RAMIREZ DEL POZO, J., y RIBA, O. (1971).—«Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico Inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel).» *Estud. Geol.*, vol. 27, n.º 6, pp. 497-512.
- ALVAREZ RAMIS, C., y MELENDEZ HEVIA, F. (1971).—«Un nuevo yacimiento de flora cretácica en el Albense de la Cordillera Ibérica. La Cierva (Seranía de Cuenca).» *Estud. Geol.*, vol. 27, n.º 3, pp. 247-253.
- BATRINA, A., y GEA, F. (1954).—«Reconocimiento geológico en la zona del puerto de Contreras.» *Not. y Com.*, IGME, n.º 33, pp. 91-122.
- BEHMEL, H., y GEYER, O. F. (1966).—«Stratigraphie und Fossilführung im Unterjura von Albarracín.» *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, n.º 124, pp. 1-52.
- BELTRAN, F. (1924).—«Sobre algunos fósiles del Wealdico de Benagéver (Valencia).» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 24, p. 439.
- BERGOUNIOUX, F. M. et CROUZEL, F. (1958).—«Les Mastodontes d'Espagne.» *Estud. Geol.*, vol. 14, n.º 40, pp. 224-365.
- BIROT, P. (1960).—«Morphologie des monts celtiberiques orientaux.» *Bull. Sec. Geogr.*, vol. 72, pp. 101-130.
- BIROT, P. et SOLE SABARIS, L. (1957).—«Sedimentation continentale entre Teruel et Baza.» *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, pp. 178-179.
- (1959).—«La morphologie du sudest de l'Espagne.» *Rev. Géogra. des Pyrenées et du Sud-Ouest*, vol. 30, n.º 3, pp. 119-284.
- BOTELLA, F. (1854).—«Ojeada sobre la geología del Reino de Valencia.» *Revista minera*, tomo V, Madrid.
- (1854).—«Descripción de las minas, canteras y fábricas de fundición del Reino de Valencia, precedida de un bosquejo geológico del terreno.» *Revista minera*, tomo V, Madrid.
- BOULOUARD, C., y VIALARD, P. (1971).—«Identification du Permien dans la Chaîne Ibérique.» *C. R. Somm. Ac. Sc. Paris*, tomo 273, pp. 2.441-2.444.
- BRINKMANN, R. (1931).—«Betikum und Keltiberikum im Südostspanien.» *Beitr. zur. Geol. der West. Mediterrangebiete*, n.º 6, pp. 305-434, Berlín.
- (1948).—«Las cadenas béticas y celtibéricas del Sureste de España.» *Publ. Extr. Geol. España C. S. I. C.*, vol. 4, pp. 307-439.
- BULARD, P. F. (1971).—«La dicontinuité entre le Callovien et l'Oxfordien sur la bordure Nord-Est des Chaînes Iberiques.» *Cuadernos Geol. Ibérica*, vol. 2, pp. 425-438.
- BULARD, P. F.; CANEROT, J.; GAUTIER, F., y VIALARD, P. (1971).—«Le

- Jurassique de la partie Orientale des Chaînes Iberiques.» *Cuadernos Geol. Ibérica*, vol. 2, pp. 333-344.
- CANEROT, J. (1969).—«La question de l'«Utrillas» dans le domaine iberique (Espagne).» *C. R. Somm. Soc. Géol. France.*, fasc. 1, pp. 11-12.
- CANEROT, J., y SOUQUET, P. (1972).—«Le faciès "Utrillas". Distinction du Wealdien et place dans la phase deepandages terrigènes albo-cénomaniens.» *C. R. Somm. Ac. Sc. Paris*, tome 275, pp. 527-530.
- CORTAZAR, D. (1875).—«Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Cuenca.» *Mem. Com. Mapa Geol. España*, vol. 2, pp. 1-406.
- CORTAZAR, D., y PATO, M. (1882).—«Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Valencia.» *Mem. Com. Mapa Geol. España*, vol. 10, pp. 1-417.
- CROUZEL, F., y VIALARD, P. (1968).—«Sur un nouveau gisement de Mammifères fossiles dans la province de Cuenca (Chaîne ibérique, Espagne).» *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, fasc. 1, pp. 14-15.
- CRUSAFONT, M. (1960).—«El Cuaternario español y su fauna de mamíferos.» *Speleon*, tomo 12, n.º 34, pp. 12-21, Oviedo.
- CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J. (1960).—«El Mioceno de las cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica.» *Not. y Com. IGME*, n.º 60, pp. 127-140.
- CRUSAFONT, M. y col. (1964).—«Gisement de mammifères d'age Villafranchien à Puebla de Valverde.» *C. R. Somm. Ac. Sc. Paris*, tomo 258, pp. 2.869-2.871.
- DARDER PERICAS, B. (1945).—«Estudio geológico del sur de la provincia de Valencia y norte de la de Alicante.» *Bol. Inst. Geol. Min. de España*, tomo 58.
- DUPUY DE LOME, E. (1968).—«Mapa geológico de la provincia de Valencia.» E. 1:200.000, *IGME*.
- (1959).—«Memoria explicativa de la Hoja 744: Casas de Ibáñez.» Mapa geológico de España. E. 1:50.000. *IGME*, 61 pp.
- (1963).—«Memoria explicativa de la Hoja 666: Chelva.» Mapa geológico de España. E. 1:50.000. *IGME*, 96 pp.
- (1957).—«Memoria explicativa de la Hoja 720: Requena.» Mapa geológico de España. E. 1:50.000. *IGME*, 68 pp.
- (1959).—«Memoria explicativa de la Hoja 719: Venta del Moro.» Mapa geológico de España. E. 1:50.000. *IGME*, 73 pp.
- (1960).—«Memoria explicativa de la Hoja 746: Llombay.» Mapa geológico de España. E. 1:50.000. *IGME*, 80 pp.
- DUPUY DE LOME, E., y MARIN DE LA BARCENA, A. (1960).—«Memoria explicativa de la Hoja 693: Utiel.» Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. *IGME*, 95 pp.
- (1960).—«Memoria explicativa de la Hoja 745: Jalance.» Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. *IGME*, 99 pp.
- DUPUY DE LOME, E., y SANCHEZ LOZANO, R. (1956).—«El sistema cretáceo en el levante español.» *Mem. Inst. Geol. Min. de España*, tomo 57, pp. 20-255.
- EWALD, R. (1911).—«Untersuchungen uber D. Geol. Bau U. Die Trías in D. Prov. Valencia.» *Geol. Ges.*, vol. 63. pp. 372.

- FALLOT, P. (1945).—«Estudios geológicos en la zona Sub-Bética.» *Inst. «Lucas Mallada», C. S. I. C.*
- FELGUEROSO, C., y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—«Estratigrafía del Jurásico en la zona de Teruel-Morella (Maestrazgo).» *Cuadernos Geol. Ibérica*, vol. 2, pp. 439-482.
- FEUGERE, G. (1959).—«Etude géologique détaillée de la region située à l'Ouest du Pantano del Generalísimo. Prov. de Valencia, Espagne.» *Diplome Etud. Sup. Fac. Sc. Paris* (inédito), 24 pp.
- GAIBAR-PUERTAS, C., y GEYER, O. F. (1969).—«Estratigrafía, edad y espesor atribuibles al Liásico manchego y sus relaciones con algunos sectores de la Cordillera Ibérica.» *Bol. Geol. y Min. IGME*, t. 80, pp. 1-44.
- GARCIA RODRIGO, B., y PENDAS, F. (1971).—«Consideraciones sobre el Jurásico Inferior y Medio de Albacete.» *Cuadernos Geol. Ibérica*, vol. 2, pp. 255-272.
- GAUTIER, F., y VIALARD, P. (1966).—«Sur le Jurassique terminal et le Cretacé du Nord de la Province de Valence (Espagne).» *C. R. Somm. Ac. Sc. Paris*, tomo 262, pp. 432-435.
- GAUTIER, F. (1968).—«Sur l'existence et l'âge d'un paléovolcanisme dans le Jurassique sud-aragonais (Espagne).» *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, fasc. 3, pp. 74-75.
- (1968).—«Sur la stratigraphie et la faciès du Jurassique superieur et du Crétacé Inferieur au Nord de Teruel.» *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, fase 1, pp. 43-45.
- GIGNOUX, M. (1922).—«Sur la présence du Tortonien à Valence.» *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, pp. 562.
- (1922).—«Le Miocène des environs de Valence (Espagne).» *Bull. Soc. Geol. France*, vol. 4, p. 137.
- GIGNOUX, M., y FALLOT, P. (1926).—«Contribution à la connaissance des terrains neogènes et quaternaires marins sur les côtes méditerranées d'Espagne.» *C. R. Congr. Geol. Intern.* Paris.
- GOMEZ FERNANDEZ, J. J.; SANCHEZ DE LA TORRE, L., y RIBAS, P. (1971).—«El Jurásico calcáreo de Sot de Chera (Valencia).» *Cuadernos Geol. Ibérica*, vol. 2, pp. 417-424.
- HAHNE, C. (1943).—«La cadena celtibérica al este de la línea Cuenca-Teruel-Alfambra.» *Publ. Alem. Geol. Esp. C. S. I. C.*, vol. 2, pp. 7-50.
- (1943).—«Investigaciones estratigráficas y tectónicas en las provincias de Teruel, Castellón y Tarragona.» *Publ. Alem. Geol. Esp. C. S. I. C.*, vol. 2, pp. 51-97.
- HINKELBEIN, K. (1961).—«El Triásico y el Jurásico de los alrededores de Albarraciñ.» *Rev. Teruel*, n.º 41, pp. 35-76.
- JACQUOT, E. (1866).—«Esquisse géologique de la Serranía de Cuenca (Espagne).» *Ann. des Mines*, tomo 9, pp. 391-454.
- JODOT, P. (1957).—«Restes et malacologique continentaux aux Sud-Est de l'Espagne (Miocene-Quaternaire).» *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, pp. 175-177.
- (1958).—«Les faunes de Mollusques continentaux dans le Sud-Est d'Espagne.» *Mem. y Com. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, vol. 17, pp. 1-133.
- LAPPARENT, A. R.; MONTADERT, L., y PENTECOTE, R. (1957).—«Nuevas

- observaciones geológicas entre Chelva y Benageber (provincia de Valencia, España).» *Not. y Com. IGME*, n.º 47, pp. 167-173.
- LOTZE, F. (1929).—«Stratigraphie und tektonik des Keltiberschen grundgebiets Spanien.» *Beitr. Geol. West. Med.*, n.º 3, Berlin.
- (1954).—«Estratigrafía y tectónica de las Cadenas paleozoicas Celtibéricas.» *Public. extr. Geol. Esp. CSIC*, tomo 8, pp. 1-315.
- MALLADA, L. (1895-1911).—«Explicación del Mapa Geológico de España.» *Mem. de la Com. Mapa Geol. de España*.
- MARTEL, M. (1970).—«Nota previa al estudio geológico de la región de los Cuchillos.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, vol. 68, pp. 19-40.
- (1971).—«El Jurásico región de Contreras-Sierra de Bicuerca.» *Cuadernos Geol. Ibérica*, vol. 2, pp. 401-415.
- MELENDEZ HEVIA, F. (1971).—«Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas.» Tesis inédita Univ. Complut. Madrid, 250 pp.
- (1972).—«El sinclinal Cretácico de "Alto Tajo-Valdecabriel" (Serranía de Cuenca).» *Bol. Geol. y Min., IGME*, tomo 83, n.º 3, pp. 211-220.
- MELENDEZ HEVIA, F., y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1972).—«El Jurásico de la Serranía de Cuenca.» *Bol. Geol. y Min. IGME*, tomo 83, n.º 4, pp. 313-342.
- MONTADERT, L. (1957).—«Contribution à l'étude géologique de la région de Chelva, province de Valencia, Espagne.» *D. E. S.*, París (inédito).
- MOUTERDE, R. (1971).—«Esquisse de l'évolution biostratigraphique de la Péninsule Ibérique au Jurassique.» *Cuadernos Geol. Ibérica*, vol. 2, páginas 21-32.
- PENTECOTE, R. (1957).—«Les séries primaires et secondaires du Río Turia, Prov. de Valence, Espagne.» *D. E. S.*, 34 pp., París (inédito).
- PEREZ-GONZALEZ, A.; VILAS MINONDO, L., y BRELL PARLADE, J. M. (1971).—«Las series continentales al E. de la Sierra de Altomira.» *I. Congr. Hisp. Luso-Americano de Geol. Económica*, tomo I, sección 1, pp. 357-376.
- RAMBAUD, D. (1962).—«Descripción geológica de la región de Tuéjar (Valencia).» *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, tomo 73, pp. 373-418.
- QUINTERO, I., y REVILLA, J. de la (1958).—«Algunos fósiles triásicos de la provincia de Valencia.» *Not. y Com. IGME*, vol. 50 (2.º fasc.), pp. 363-367.
- RAMÍREZ DEL POZO, J., y MELENDEZ HEVIA, F. (1972).—«Nuevos datos sobre el Cretácico Superior-Eoceno de la Serranía de Cuenca.» *Bol. Geol. y Min. IGME*, tomo 83, n.º 5, pp. 443-456.
- (1972).—«Nuevos datos sobre el Cretácico Inferior en facies "Weald" de la Serranía de Cuenca.» *Bol. Geol. y Min. IGME*, tomo 83, n.º 6.
- REVILLA, J. DE LA (1958).—«Neritinas de la Fuente del Viso (provincia de Albacete).» *Not. y Com. IGME*, n.º 52, pp. 9-16.
- (1958).—«Yacimiento fosilífero del Sarmatiense en la zona del Balneario de Fuente Podrida (Valencia).» *Not. y Com. IGME*, n.º 52, pp. 3-8.
- REVILLA, J., y QUINTERO, I. (1958).—«Yacimientos fosilíferos del Mioceno continental en la provincia de Albacete.» *Not. y Com. IGME*, n.º 51, pp. 47-54.
- RIBA, O. (1959).—«Estudio geológico de la Sierra de Albarracín.» *Monograf. Inst. "Lucas Mallada"*, n.º 16, 283 pp.



- RIBA, O., y RIOS, J. M. (1960).—«Observations sur la structure du Secteur sud-ouest de la Chaîne Ibérique.» *Livr. Mem. Paul Fallot, Soc. Geol. Fr.*, vol. 1, pp. 275-290.
- RIBA, O. y Colab. (1972).—«Hoja n.º 47: Teruel.» Mapa geológico de España. E. 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. *IGME*, 43 pp.
- RICHTER, G., y TEICHMULLER, R. (1933).—«Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten.» *Abh. Gess. Wiss. Göttingen*, vol. 3, n.º 7, pp. 1-118. Berlín.
- ROYO GOMEZ, J. (1922).—«El Mioceno Continental ibérico y su fauna malacológica.» *Junta Ampl. Est. e Invest. Cient.*, vol. 30, n.º 5, pp. 1-230.
- (1926).—«Notas geológicas sobre la provincia de Valencia.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Natural*, vol. 26, pp. 73.
- (1927).—«Nuevos descubrimientos paleontológicos en la facies wealdica de Levante.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. 27, pp. 113.
- SAEFTEL, H. (1959).—«Palaogeographie des albs in den keltiberischen ketten Spaniens.» *Zeitschr. D. Geol. Ges.*, vol. 181, n.º 3, pp. 684-711.
- (1961).—«Paleogeografía del Albense en las cadenas Celtibéricas de España.» *Not. y Com. IGME*, n.º 63, pp. 163-196.
- SAENZ, C. (1932).—«Notas para el estudio de la facies Wealdica española.» *Asoc. Esp. Progr. Cienc. Congr. de Lisboa*, tomo 5, Sección 4, pp. 59-76.
- (1943).—«Manifestaciones del Paleógeno continental calcáreo y yesífero.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. 41, n.º 3, pp. 230-232.
- SCHLOSSER, M. (1919).—«Über Tertiär, und weissen Jura von Chelva in der provinz. Valencia.» *Zentralblatt. Min. Geol. Pal.*, vol. 21-22, pp. 340-349.
- TALENS, J., y MELENDEZ, F. (1972).—«Anticlinorio de Cueva del Hierro. El Pérmico del barranco de La Hoz, E. de Masegosa (Serranía de Cuenca).» *Estud. Geol. CSIC*, vol. 28, n.º 2-3, pp. 137-142.
- TINTANT, H., y VIALLARD, P. (1970).—«Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique Sud-Occidentale aux confins des provinces de Teruel, Valencia et Cuenca.» *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, fasc. 6, pp. 207-208.
- VERNEUIL, E. de (1853).—«Sur la structure géologique de l'Espagne.» *Ann. Instit. des provinces. Caen*.
- VERNEUIL, E. de y COLOMB, Ed. (1853).—«Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne.» *Bull. Soc. Geol. France*, 2ème série, vol. 10, pp. 61-147.
- VIALLARD, P. (1966).—«Données nouvelles sur le Crétacé de la Sierra de Malacara (province de Valence, Espagne).» *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, fasc. 9, pp. 366-367.
- (1966).—«Sur le Crétacé de la Chaîne Ibérique castillane entre le río Turia et la haute vallée du río Júcar (prov. de Valencia et Cuenca, Espagne).» *C. R. Ac. Sc. Paris*, tomo 262, pp. 1.997-2.000.
- VIALLARD, P., y PHILIPPOT, A. (1967).—«Découverte du Silurien (Gothlandien) dans la province de Cuenca (Espagne).» *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, n.º 8, pp. 364-366.
- VIALLARD, P., y GRAMBAST, L. (1968).—«Présence de Crétacé supérieur continental dans la Chaîne Ibérique Castillane.» *C. R. Somm. Ac. Sc. Paris*, tomo 266, pp. 1.702-1.704.
- VIALLARD, P. (1968).—«Le Crétacé Inférieur dans la zone maginale sud-occi-

- dentale de la Chaîne Ibérique.» *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, fasc. 9, pp. 231-233.
- (1968).—«Le Néocrétacé de la Chaîne Ibérique sud-occidentale aux confins des provinces de Cuenca, Teruel et Valencia.» *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, fasc. 6, pp. 184-185.
- (1969).—«Le Néocrétacé de la Chaîne Ibérique castillane au SW. de la Serranía de Cuenca.» *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, fasc. 6, pp. 211-212.
- VIALARD, P., y GRAMBAST, L. (1970).—«Sur l'âge post-stampien moyen du Plissement majeur dans la chaîne ibérique Castellane.» *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, fasc. 1, pp. 9-11.
- VILANOVA Y PIERA, J. (1866).—«Notes sur la géologie de la province de Valence.» *Bull. Soc. Geol. France*, vol. 24, p. 818.
- VILANOVA, J. (1881).—«Reseña geológica de la provincia de Valencia.» *Bol. Sos. Geográf.* Madrid, vol. 11, pp. 116-217.
- (1881).—«Datos geológicos de la provincia de Valencia.» *Bol. Com. Mapa Geol. España*, vol. 8, pp. 265-268.
- VILLENA, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; LINARES, A., y RIBA, O. (1971).—«Características estratigráficas del Jurásico de la región de Molina de Aragón (Zona comprendida entre Monreal del Campo y Zaorejas).» *Cuadernos Geol. Ibérica*, vol. 2, pp. 355-374.

INSTITUTO GEOLOGICO  
Y MINERO DE ESPAÑA  
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA