



# IGME

# 41

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

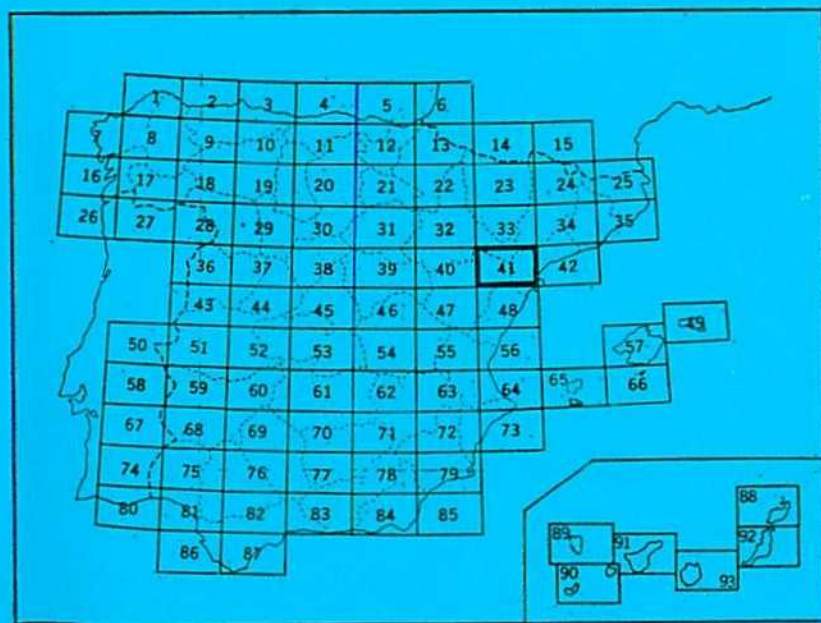
E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

# TORTOSA

Primera edición

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



# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

## TORTOSA

Primera edición

*Esta Memoria explicativa ha sido redactada por L. SOLE y O. RIBA, con la colaboración de A. MALDONADO, J. QUIRANTES, J. VILLENA y A. GARRIDO, del Instituto «Jaime Almera» de Investigaciones Geológicas, del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Barcelona.*

Editado

por el

Departamento de Publicaciones

del

Instituto Geológico y Minero

de España

Ríos Rosas, 23 - Madrid - 3

Depósito Legal: M - 25.829 - 1972

---

Imprenta IDEAL - Chile 27 - Madrid-16

## 1. INTRODUCCION

La Hoja núm. 41 «TORTOSA» se extiende por el sector occidental de la provincia de Tarragona, parte oriental de la de Zaragoza y el extremo nord-oriental de la provincia de Teruel. Abarca, asimismo, dos retazos de otras dos provincias: en el borde norte queda englobada una punta de la provincia de Huesca, y en el borde opuesto, una banda estrecha de la de Castellón.

Por el sector occidental de la provincia de Tarragona, el territorio corresponde a los elevados macizos de la Sierra de Cardó (914 m.) y de los llamados Puertos de Tortosa o de Beceite (Monte Caro, 1.447 m.) que constituyen el extremo de la Cordillera Prelitoral catalana. Esta enlaza ya con la Cordillera Ibérica, formando un amplio arco montañoso que se inflexiona hacia el noroeste. Por el norte, dicho arco montañoso limita la gran plataforma elevada del Maestrazgo, dominando desde considerable altitud la comarca del Bajo Aragón, con las llanuras terciarias de Alcañiz y Caspe, regadas por los ríos Martín, Guadalope, Matarraña y el propio Ebro.

En la parte central de este sector tortosino, la Cordillera Prelitoral se desdobra en dos alineaciones que dejan en medio un amplio óvalo deprimido, la Hoya o cubeta de Mora, surcada por el río Ebro y situada a unos 200 metros escasos de altitud.

Todo este conjunto de macizos montañosos está constituido principalmente por materiales mesozoicos variados: Triás, Lías, Jurásico y Cretáceo, predominantemente calcáreos e intensamente plegados. Serranías inhóspitas,

mal comunicadas y escasamente pobladas, a excepción de algunos valles abiertos en la masa calcárea hasta alcanzar los materiales margosos del Triás y en donde se localizan cultivos y pequeños núcleos de población.

La Hoya de Mora está rellena por el Terciario Superior, que fosiliza la depresión, excavada en su mayor parte en materiales pizarrosos y graníticos, más blandos, que afloran hacia el este, en la comarca del Priorato.

Por su lado NO. la cordillera entra en contacto con los materiales paleógenos y neógenos de la Depresión del Ebro, horizontales o poco movidos, excepto el Paleógeno, el cual, en el contacto con la cordillera, ha sido afectado por los movimientos que han plegado a la misma. Estos terrenos terciarios forman una llanura estructural, situada entre 350 y 450 metros.

Tierras de secano, mucho más acogedoras y relativamente pobladas que las sierras calcáreas. Del lado del mar se extiende, al pie de la serranía, una amplia plataforma costera y el gran delta del Ebro, en donde se localiza la parte más rica agrícola, densamente poblada, en particular la zona afectada por los regadíos.

Las unidades geológicas comprendidas en la Hoja núm. 41 son las siguientes:

1. Depresión terciaria del Ebro.
2. Cordillera Prelitoral catalana.
3. Cubeta terciaria de Mora de Ebro.
4. Arco montañoso de la Cordillera Ibérica y Macizo del Maestrazgo.
5. Llanura costera, constituida por materiales plio-cuaternarios, el piedemonte cuaternario, las terrazas fluviales del Ebro y el delta del mismo río.

## 2. ESTRATIGRAFIA

Los terrenos representados en esta Hoja son muy variados y están bien caracterizados paleontológicamente la mayoría de ellos. Comprende algunos afloramientos graníticos, el Carbonífero, los diferentes pisos del Triás, buena parte del Jurásico y Cretáceo, el Oligoceno continental y el Mioceno continental, diversos tipos de depósitos cuaternarios, marinos y continentales.

### 2.1. GRANITO Y AUREOLAS METAMORFICAS

En el ojal abierto por la erosión en la cobertera mesozoica, asoma, en las montañas del Priorato, el zócalo paleozoico, además de varios afloramientos de granito, el más importante de los cuales se halla en los alrededores de Falset.



Se trata en todos estos sitios de un granito normal biotítico, muy descompuesto por acción meteórica, y del cual parten algunos diques porfídicos poco importantes. El granito de Falset, sin duda, está en relación con la región mineralizada de Bellmunt, en las que se explota la galena.

Las aureolas metamórficas están escasamente desarrolladas y afectan al Carbonífero.

## 2.2. PALEOZOICO

### 2.2.1. Carbonífero

La casi totalidad del Paleozoico del Priorato debe atribuirse a este sistema, se trata de una serie detrítica muy potente, de 600 a 800 metros de espesor como mínimo, que descansa en ligera discordancia angular sobre el Gotlandiense en los sitios en donde éste aflora. Consta de capas de areniscas, conglomerados y pizarras arenosas replegadas, que en la base (VILELLA) pasan a pizarras silíceas con nódulos de fosforita. En ellas, VILASECA (1917) ha citado una flora típica del Viseense con *Archaeopteris* (*Paleopteris*) *palmea* FAURA, *Archaeocalamites scrobiculatus* SCHLOT, *Lophoctenium richteri* DELG., *Arenicolites*, etc.

Según ASHAUER y TEICHMÜLLER (1935) es posible que las pizarras altas más finas, con Goniátites indeterminables, puedan representar ya el Namuro-Westfaliense.

HAHNE, en 1930, encontró un afloramiento de Paleozoico situado en plena depresión terciaria del Ebro, en el cerro llamado Puig Moreno (465 metros), al noroeste de Alcañiz. Dicho Paleozoico asoma en el núcleo de un anticlinal perforando la cobertera terciaria. Como el mencionado autor no encontró ningún fósil, por comparación de facies le atribuyó una edad devónica, igual que la del macizo de Montalbán, datado por DEREIMS (1898). Así ha figurado en los mapas hasta muy recientemente. GROSS (1966) ha dedicado una breve monografía a esta interesante localidad, en la que encuentra una serie de tipo flysch, evidentemente de más de 200 m. de potencia, compuesta por una alternancia de grauwackas, cuarcitas, conglomerados, liditas, banquitos de caliza fétida y bituminosa y muchas pizarras arcillosas, las cuales encierran numerosos tallos de plantas indeterminables. La mencionada serie es, en efecto muy parecida a la de Montalbán y que recientemente ha sido datada como Carbonífero (Carbonífero Inf. y Namuro-Westfaliense) por RIBA, VILLENA y DESVALLIÈRES simultáneamente con SACHER (ambas publicaciones aparecieron a la vez y fueron realizadas independientemente, 1966). Este Carbonífero, por otra parte, es fácilmente comparable con el del Priorato, en Cataluña (ver Memoria Hoja núm. 40 «DAROCA»).

## 2.3. MESOZOICO

### 2.3.1. Triásico

Hay buenos afloramientos en este terreno a todo lo largo de la Cordillera Prelitoral, sobre todo hacia el Priorato, en donde constituye una extensa plataforma estructural elevada alrededor de los 800 a 1.000 m. de altitud. También hay numerosos afloramientos en los ejes de los anticlinales de las Sierras de Cardó y Puertos de Beceite. Estos afloramientos fueron particularmente estudiados por VILASECA (1920), etc. y los del sector meridional por LLOPIS (1947). Posteriormente, VIRGILI (1959) hizo su estudio detallado, incluido en su exhaustiva Memoria sobre el Triás de los Catalánides.

El Triásico Superior Keuper fue identificado en el núcleo de los anticlinales de Ejulve, río Guadalope, Calanda, Corachar, etc. por ASHAUER y TEICHMÜLLER (1933). Dicho Keuper es bastante yesífero, y está recubierto por las carniolas.

El Triás de esta zona es de facies germánica, como en el resto de la cordillera, y ofrece bien caracterizados sus tres pisos. El Buntsandstein está formado por conglomerados y areniscas rojas, los cuales, hacia la parte alta, pasan a lutitas rojas y finalmente verdosas, tramo este último que se ha equiparado al Röt alemán. En el Muschelkalk se distinguen constantemente tres tramos, de abajo a arriba:

1. Dolomías y calizas (nivel de *Paraceratites evolutus-spinosus* TORN).
2. Tramo rojo intermedio, constituido por areniscas finas y arcillas rojas con yeso blanco.
3. Dolomías y calizas (nivel de *Daonella lommeli*).

El Keuper, por último, consta de arcillas abigarradas, margosas en la base, con abundantes yesos en la parte central, y finalmente, en la parte superior, con dolomías más o menos cavernosas, de tránsito a las carniolas.

Según VIRGILI (loc. cit., pp. 793-801), tanto en el sector de la Hoja como en el resto de los Catalánides se puede subdividir en los siguientes niveles, cuyas características locales se señalan: Keuper: espesor máximo hasta un centenar de metros. Consta de:

- 3) Dolomías cavernosas de tránsito a las Carniolas.
- 2) Dolomías y margas con *Myophoriopsis* (*Pseudocorbula*) *keuperiana* (QUENST.).

- 1) Margas irisadas con yesos, las cuales, hacia la base, pasan a margas calcáreas con *Myophoria vestita* ALB.

### *Muschelkalk Superior:*

Su espesor oscila entre un centenar de metros, en la zona meridional, a 50-70 metros, en el Priorato. Se distinguen los siguientes niveles:

4) Dolomías compactas con nódulos de sílex, con *Cassianella tenuistriata* LAUBE, *Myophoria goldfussi* (ZEIT.), Crinoideos, etc. Nivel equivalente al Lettenkohle germánico y a la fauna de Saint-Cassian.

3) Calizas con *Protrachiceras*.

2) Calizas con *Monotis* (*Daonella*) *lommeli* v. *hispanica* VIRG., frecuentemente asociado en el mismo yacimiento con *Protrachiceras*. En este nivel se encuentra el abundante yacimiento de Camposines, reconocido por vez primera por VERNEUIL y estudiado luego por WURM, SCHMIDT, MALLADA, etc. Representa el Langobardiense.

1) Dolomías basales.

### *Muschelkalk Medio:*

Desde 100 metros de espesor en el sur hasta 40 a 60 m. en el Priorato. Consta de margas, areniscas y arcillas rojas con lentejones de yeso blanco. Este nivel fue confundido a veces con el Keuper y más frecuentemente con el Buntsandstein. Es equivalente al Anhydritgruppe alemán.

### *Muschelkalk Inferior:*

Desde 60 a un centenar largo de metros de espesor. Consta de los siguientes niveles:

4) Dolomías con nódulos de sílex y con *Myophoria orbicularis* BRONN.

3) Calizas de fucoídes, los cuales también pueden repetirse en otros niveles calcáreos del Muschelkalk.

2) Calizas con *Paraceratites evolutus-spinosus* TORN.

1) Calizas con *Spiriferina* (*Mentzelia*) *mentzeli* DUNK.

### *Buntsandstein:*

Desde 60 m. a poco más de un centenar. Generalmente se distinguen:

3) Arcillas versicolores, rojas o verdosas.

2) Areniscas rojas.

1) Conglomerados cuarzosos.

En algunos sectores de los Puertos de Beceite (valle Alfara, etc.), y de la sierra de Cardó, el Triás está atravesado por basaltos y doleritas acompañados incluso de materiales piroclásticos, que se suponen relacionados con erupciones alpinas precoces; han sido estudiados por ALFREDO SAN MIGUEL (1950).



### 2.3.2. Lías y Jura

Están bien representados en todo el sector de la Cordillera Prelitoral comprendido en la Hoja, y han sido particularmente estudiados por BATALLER (1922 y 1926), FALLOT y BLANCHET (1923), y posteriormente por LLOPIS (1947), LAPPARENT (1950), BUROLLET, DUVAL y MAGNIER (1958), GEYER (1963) y ROSELL (1966) completaron parcialmente su estratigrafía.

El espesor de estos terrenos aumenta, lo mismo que en casi todo el Secundario, de NE. a SO., al propio tiempo que desaparecen lagunas estratigráficas o están mejor representados los diferentes niveles. Sus facies, aunque lentamente, cambian en el mismo sentido, acusando mayor profundidad de la cuenca sedimentaria. Así, de unos 100 metros de espesor que tiene todo el Jurásico (Lías incluido) en el cabo de Salou y en las Montañas de Prades, en el borde sur de la Hoja 9-5, Tarragona, adyacente a la de Tortosa por su lado oriental, se pasa, según LLOPIS (1947, p. 63 y siguientes), a 200 m. en el sector de Llavería, a 400 m. escasos en Vandellós, en el borde NE. de la Hoja; y alcanza 500 m. en las sierras de Cardó, y al otro lado del Ebro, en los Puertos de Beceite, llega a unos 900 m. de espesor. Generalmente dominan las facies calcáreo margosas ricas en Braquiópodos, pero en el extremo meridional abundan, asimismo, los niveles margosos con Ammonítidos.

El Lías es predominantemente calcáreo. Empieza con niveles de brechas calcáreas atribuidas al Retiense, de unos 25 a 30 m. de potencia, pero que en el macizo de los Puertos de Beceite pueden alcanzar un espesor doble. Siguen encima calizas con algunos niveles calcáreo margosos en la parte superior y cuyo conjunto alcanza unos 200 m. de potencia al este del Ebro, mientras al oeste es algo superior a los 400 m. En este conjunto los niveles mejor caracterizados paleontológicamente son los pertenecientes al Lías Superior, predominantemente margoso, Toarciense y Ale niense, muy fosilíferos, con abundantes Braquiópodos y algunos Ammonites y Lamelibranquios: *Hildoceras bifrons* (BRUG.), *Pholadomya*, *Terebratula punctata* SOW. sp., etc. (véanse listas de BATALLER, 1922, p. 47 y siguientes, 1920, p. 102 y sig. y FALLOT y BLANCHET, 1923, pp. 229-230).

En cambio, el Lías Inferior y Medio es menos rico y solamente se halla bien caracterizado el Sinemuriense, con *Plagiostoma gigantea* SOW. sp., el Charmutiense, con *Polymorphites jamessoni* SOW. sp., *Pholadomya idea* D'ORB., etc., y el Domeriense con *Chlamys textorius*, SCHLOTH. sp., etc. También hay fósiles del Lías Medio en Cardó y en Capsanes: *Zeilleria jauberti* E. DESL., *Aulocothyris agnata* ROU., *Rhynchonella curviceps* QUENST., etcétera (véanse listas completas en FALLOT-BLANCHET, loc. cit., p. 229 y 230, BATALLER, 1922, p. 47 y sig. y 1926, p. 102 y sig.). Es particularmente

notable el yacimiento toarciense de Mas Ramé, cerca de Capsanes (BATALLER, 1922, p. 58).

El Jurásico llega por el NE. hasta las Montañas de Prades y el cabo de Salou, cerca del límite de la Hoja, estando representado por facies calcáreas dolomíticas, de escaso espesor. En el sector de Prades consta de una formación dolomítica con *Leptosphinctes* (*Vermisphinctes martinsi* (D'ORB)), *Prohecticoceras retrocostatus* (DE GROSSOUVRE), *Sphaeroceras brongniarti* (SOW.), etc., que representa el Bajociense, y además, en la parte alta, se halla probablemente representado el Batoniense, con *Oppelia* (*Oxyerites*) *aspidoides* (OPPEL), y el Calloviense, con *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH. (véase Hoja 9-5, Tarragona), pisos que alcanzan aquí su límite septentrional, con unas pocas docenas de metros de espesor. Asimismo, en el cabo de Salou se hallan representados tres pisos del Dogger: el Bajociense con *Spiroceras*, *Stephanoceras* y *Sonninia*, de 20 m. de espesor; el Batoniense, de 15 m., con *Terebratula rottingensis* ROL., *T. Phillipsi* MORRIS sp., *Pygope* sp., *Rhynchonella morleri* DAV. y *R. cf. badensis* OPP. (FALLOT-BLANCHET, 1923, p. 238) y finalmente el Calloviense, 70 m. de espesor, con *Perisphinctes* (PORTA, 1956).

Más al sur, en las sierras de Llavería y Tivissa, sobre el Lías se encuentra únicamente el Dogger, bien representado por una serie de calizas y margas que alcanza en Vandellós 80 m. de espesor y que son muy fosilíferas, acusando la presencia del Bajociense, bien datado por la presencia de grandes *Cadomites*, etc. (véanse listas de FALLOT-BLANCHET, loc. cit., pp. 274-276, y BATALLER, 1922, pp. 81-84), y encima siguen todavía otros 50 m. que deben atribuirse ya sin duda al Malm.

Siguiendo hacia el sur, en la sierra de Cardó, el Dogger alcanza un espesor algo más pequeño, con un Bajociense abundantemente fosilífero y un Batoniense siempre menos característico (FALLOT-BLANCHET, loc. cit., páginas 274-276, y BATALLER, loc. cit., pp. 81-85). Pero aquí va seguido ya de 200 m. de dolomías, en las que FALLOT-BLANCHET (loc. cit., p. 243) han reconocido como nivel más alto el Secuanense, y que posiblemente pueden representar además algunos niveles superiores del Dogger y los inferiores del Malm.

El Jurásico se presenta todavía mucho mejor desarrollado desde el Ebro hacia el SO., en donde existe una serie completa o casi completa Dogger-Malm de unos 500 metros de potencia. Se han reconocido en ella los siguientes pisos: Bajociense que, como siempre, está muy bien datado paleontológicamente al pie del Monte Caro, en Pauls, Carlades (camino de Tortosa a Beceite), Coll de l'Argila (Km. 16 a 18 de la carretera de Tivenys a Tortosa), con *Belemnites sulcatus* MILLER, *Nautilus clausus* D'ORB., *Phylloceras*, *Sonninia*, *Perisphinctes*, *Oppelia*, *Cadomites*, etc. (según listas de FALLOT-BLANCHET, loc. cit., pp. 233-236, y BATALLER, 1922, pp. 74-80,



y 1926, pp. 109-110); Batoniense, calcáreo o dolomítico y menos abundante en fósiles, con *Sphaeroceras platystoma* REIN sp., *Perisphinctes subbackeriae* D'ORB., *Rhynchonella concina* SOW., *R. morierei*, DAV., *Terebratula maxillata* SOW. (BATALLER, 1922, p. 88, y 1926, pp. 110-111); Calloviense, representado por calizas rojizas y reconocido paleontológicamente en Tivenys, Carlades, Alfara, etc., con *Phylloceras*, *Macrocephalites*, *Perisphinctes*, *Sphaeroceras*, etc. (BATALLER, 1922, p. 93, y 1926, pp. 111-112); Oxfordiense, únicamente reconocido en la fuente de Carlades, con *Decipia plicatis* (SOW.), *Euspidoceras perarmatum* (SOW.), etc. (listas de BATALLER, 1922, p. 94). El Malm se halla, a su vez, bien representado por los siguientes pisos: Lusitaniense, en el propio yacimiento de Carlades, con *Perisphinctes orbigny* (= *Pictonia orbigny* (TORN)), *P. wartae* (= *Vinacesphinctes wartae* BUCK.), *Oppelia subclausa* BEAN (= *Ochetoceras subclausum* (OPPEL) (listas de FALLOT-BLANCHET, 1922, p. 243, y BATALLER, 1926, p. 113); Secuanense, reconocido en Carlades, Alfara, etc., con abundantes Ammonítidos de los géneros *Lissoceras*, *Aspidoceras*, *Perisphinctes*, etc. (listas de FALLOT-BLANCHET, 1922, p. 243, BATALLER, 1923, p. 95 y 1926, p. 114); Kimmeridgense, dudoso en Carlades para FALLOT y BLANCHET, pero comprobado por BATALLER (1926, p. 114) en Alfara, y por GEYER (1963), en Fuentespalda por LAPPARENT (1950) y en Valderrobles por BUROLLET y otros (1958), y por último el Portlandense, que según COMBES (1969, p. 222) estaría representado por una serie calcáreo dolomítica situada inmediatamente debajo del Cretáceo Inferior, y que únicamente existe desde el Monte Caro hacia el SO., y en el que se encuentran, *Trocholina*, *Dasicladáceas* (*Actinoporella podolica* ALTH.) Carofitas, y *Anchispirocyclina* (*Iberina*) *lusitanica* (EGGER), que representaría la zona de tránsito al Cretáceo Inferior, momento en el que se acentúa el aspecto regresivo.

Así, vemos cómo los límites van siendo trasladados más al sur a medida que se avanza en la escala estratigráfica, señal de que en los últimos tiempos jurásicos la cubeta sedimentaria se va localizando en este sector, dejando emergidas las tierras que más al N. fueron ocupadas por los mares del Lías y Trías. Así, el Lías alcanza, según ROSELL (1961, Hoja 9-5) todavía al este del meridiano de Tarragona. Del Lías Medio al Calloviense, el límite se encuentra en el cabo de Salou y en las Montañas de Prades, pero únicamente está bien desarrollado el Bajociense a partir de las sierras de Llavería. El Calloviense-Oxfordiense es todavía dolomítico y poco desarrollado en las sierras de Cardó y los primeros pisos del Malm únicamente se hallan bien representados en los Puertos de Beceite. Pero también aquí sus pisos más altos, especialmente el Portlandiense, únicamente se halla en el sector SO. de dicho macizo.

En la zona del Maestrazgo, lindante con las sierras del Bajo Aragón, no disponemos de muchos cortes detallados de Jurásico. Ph. CHAPEROT

(«Description Géologique de la région de Villarlengo». *Dipl. Et. Sup., Univ. Paris*, 1963, inéd.) describe un interesante corte, muy completo, desde el Lías al Purbeckiense, medido al N. de Villarlengo, Garganta del río Gualope, cerca de «Las Fábricas» (justo en el ángulo SO. de la Hoja) que, resumidamente es:

CRETACICO INF. «WEALD».		39 m. Margas versicolores con areniscas subordinadas. ~ Disconformidad.
JURASICO SUP.	Fac. «PURBECK» PORTLANDENSE	33 m. Calizas y calizas margosas 12 metros. Margas grises con algo de calizas, 4 metros. Margas y calizas margosas grises, con <i>Mytilus morrisii</i> SHARPE y <i>Eomiodon cuneatus</i> SOW.
	KIMMERIDGENSE + SEQUANENSE	116 m. Complejo calcáreo, con 4 intercalaciones margosas de 1 a 6 m. de potencia cada una; los últimos 46 m. son calizas, calizas masivas y dolomías (10 m.). El nivel margoso más alto tiene <i>Ataxioceras</i> , <i>Aspidoceras</i> , <i>Lithacoceras</i> , etc. y en la base hay <i>Nebroditas</i> .
	ARGOVIENSE	43 m. Areniscas y margas grises 5 metros. Margas y alguna capita de calizas margosas, 25 m. Margas y areniscas, 6 m. Calizas y calizas margosas, 7 m. con <i>Ammonites piritíferos</i> y <i>Aptychus</i> . ~ Laguna sedimentaria.
JURASICO MED.	DOGGER	25 m. Dolomías blancas, pulverulentas, con oolitas.
JURASICO INF.	LIASICO	> 32 m. Calizas alternando con calizas dolomíticas. A los 10 m. por debajo del límite con las dolomías hay 2-3 metros de margas y calizas margosas, con pequeños Ostreidos, como <i>Exogyra</i> , y <i>Mytilus</i> , <i>Rhynchonella</i> gr. <i>bouchardi</i> DAV. y <i>Rh. gr. meridionalis</i> DESL.; del Toarciense.
Yacente ... ..		No aflora.



Como se puede apreciar, el Jurásico mide más de 250 m., faltando todo el Lías Medio e Inferior. La laguna estratigráfica Callovo-Oxfordiense parece ser general en el NO. del Maestrazgo. El citado autor correlaciona las dolomías del Dogger con las calizas masivas azoicas, a menudo oolíticas, de la región de Ababuj y Camarillas, situadas más al sur (Hoja núm. 47, «TERUEL»); también las podemos correlacionar con las dolomías del Dogger y base del Malm del Cardó (Cordillera Prelitoral catalana).

Hacia el norte esta serie jurásica se hace dolomítica; pero se ve reducida por efecto de los movimientos epirogénicos que produjeron truncación de la serie jurásica en los alrededores del umbral Montalbán-Ejulve-Molinos-Alcorisa, según deduce CANÉROT (1968, 1969). Más al norte, sector de Obón, Oliete y Andorra el Jurásico Medio y Superior están bien desarrollados; pero faltan en la zona de Montalbán y en Ejulve. Hacia Muel y Belchite, el Jurásico alcanza el Kimmeridgense Inferior, según BULARD (1966). GAUTIER y MOUTERDE, han demostrado lagunas e irregularidades en los depósitos entre el Lías y Dogger, en el Toarciense Superior.

Para la zona occidental de la Hoja núm. 41, A. GARRIDO y J. L. RIOS (ENPASA, correspondiente a las Hojas del Mapa 1:50.000, núms. 468 y 494) establecen la siguiente sucesión tipo para el Jurásico:

1.	Calizas masivas azoicas, a menudo oolíticas, de la región de Ababuj y Camarillas, situadas más al sur (Hoja núm. 47, «TERUEL»); también las podemos correlacionar con las dolomías del Dogger y base del Malm del Cardó (Cordillera Prelitoral catalana).
2.	Hacia el norte esta serie jurásica se hace dolomítica; pero se ve reducida por efecto de los movimientos epirogénicos que produjeron truncación de la serie jurásica en los alrededores del umbral Montalbán-Ejulve-Molinos-Alcorisa, según deduce CANÉROT (1968, 1969). Más al norte, sector de Obón, Oliete y Andorra el Jurásico Medio y Superior están bien desarrollados; pero faltan en la zona de Montalbán y en Ejulve. Hacia Muel y Belchite, el Jurásico alcanza el Kimmeridgense Inferior, según BULARD (1966). GAUTIER y MOUTERDE, han demostrado lagunas e irregularidades en los depósitos entre el Lías y Dogger, en el Toarciense Superior.
3.	Para la zona occidental de la Hoja núm. 41, A. GARRIDO y J. L. RIOS (ENPASA, correspondiente a las Hojas del Mapa 1:50.000, núms. 468 y 494) establecen la siguiente sucesión tipo para el Jurásico:

PASO JURASICO-CRETACEO  
(•WEALD•)

		— Margas y arcillas abigarradas con intercalaciones de calizas lacustres y areniscas rojas; potencia muy variable.
JURASICO SUP. CALIZO ... ..	{	— 100 a 150 m. Caliza gris de grano fino con pasadas pisolíticas hacia el techo. Facies marina.
JURASICO SUP. MARGOSO ... ..	{	— 50 m. Fundamentalmente margoso, margas grises y negras. Facies marina.
JURASICO MEDIO ... ..	{	— 30 -100 m. Caliza con microfilamentos, a veces oolíticas; en el techo hay un banco característico de caliza con oolitos ferruginosos del Calloviense. Facies marina.
JURASICO INF.	{	TOARCIENSE ... ..— 70 m. Margas grises y rosadas y en el techo alternancia rítmica de margo-calizas y margas. Facies marina.
	{	CHARMOUTIENSE — 50 m. Alternancia de calizas margosas y margas claras; en el techo hay una barra de caliza característica de 10 m. con <i>Pecten</i> y <i>Belemnites</i> ; facies marina.
	{	SINEMURIENSE + HETTANGENSE — 100 a 150 m. Calizas litográficas o de grano fino con buena estratificación, en la base hay niveles finamente oolíticos.
TRIASICO SUP.	{	RHETIENSE (?) «Infralías» — 30 m. de dolomías blancas porosas, con una zona de yesos blancos que puede faltar.
	{	— 200 a 300 m. de dolomías y carniolas.
	{	Fac. KEUPER ... ..— 100 m. como mínimo arcillas abigarradas y yesos.

Potencia del Jurásico más el Rhetiense (?): 630 a 900 m.

Para completar los perfiles, véanse los de la parte oriental de la Hoja número 40, «DAROCA».

### 2.3.3. Cretáceo

Ha sido menos estudiado que el Jurásico. Cabe citar para la parte catalana de la Hoja, los trabajos antiguos de LANDERER (1872, 1874, 1878) sobre el Aptense, MALLADA (1899), FAURA, BATALLER y FALLOT (1921, 1923, 1927) y más recientemente las síntesis de ASHAUER y TEICHMÖLLER (1935), HAHNE (1930), LLOPIS (1947) y ALMELA (1959); y el excelente estudio de COMBES sobre el Cretáceo Inferior (1969), SAEFTEL (1960) sobre el Albense, DUVAL (1957) para el Cretáceo Superior y CANÉROT (1968) para el Inferior.

El Cretáceo, que se extiende en los Catalánides hasta el valle del Llobregat, en cambio penetró poco hacia el interior, pues no llegó a depositarse en las Montañas de Prades y el Priorato, ni en todo el NO. del sector septentrional montañoso. Como para el resto del Secundario, su espesor y la profundidad de sus facies van creciendo hacia el SO, y en la misma dirección van apareciendo también algunos pisos no representados en lo que fue la periferia de la cuenca sedimentaria cretácica. Así, hacia el NE. de la Hoja únicamente está representado el Aptense, que corresponde al máximo de la transgresión, cuando el mar alcanza el Llobregat. Falta, pues, en este margen de la cubeta, como más al norte en el macizo de Garraf (Hoja 10-4 Barcelona), buena parte del Cretáceo Inferior y todo el Superior. Su espesor no rebasa algún centenar de metros, mientras que hacia el SO. en el interior de la cuenca sedimentaria mesozoica, tan sólo el conjunto del Cretáceo Inferior rebasa ya los 600 m. Además, hacia el SO. están bien representados no sólo el Aptense, sino el Neocomiense, Barremiense y Albense, y en algunos sectores, aunque incompleto y con escasa potencia, el Cretáceo Superior (Cenomanense, Turonense-Senonense y Garmnense), cuyos límites paleogeográficos ha podido reconstruir COMBES, y se hallan precisamente en el macizo montañoso de los Puertos de Beceite.

En el transcurso del Cretáceo se producen varias oscilaciones del mar. En general son transgresivos el Barremiense, Aptense y Cenomanense; y regresivos el Neocomiense, Albense y el Turonense.

Los pisos más bajos del *Cretáceo Inferior* se encuentran únicamente en el sector meridional del macizo de los Puertos de Tortosa. El Neocomiense sólo empieza a estar representado al sur de una línea de dirección este-oeste que, según COMBES (loc. cit., p. 224) pasa aproximadamente por Mas de Barberans y Benifassar, es decir, que deja fuera de sus dominios casi todo el macizo de los Puertos. Por consiguiente, es netamente regresivo respecto al Jurásico Superior. Se halla representado por su facies weald, de tipo lacustre, con unos 50 m. de margas y calizas con Carofitas (*Globator*, *Perimnester*, etc.), atribuibles al Valanginiense-Hauteriviense (COMBES, loc. cit., pp. 204 y sig.) que se apoyan sobre las calizas con



*Iberina* del Portlandense. Hacia el centro de los Puertos, en donde falta el Neocomiense, niveles más altos del Cretáceo Inferior (Barremiense) se apoyan sobre la misma formación, pero más al norte, el Cretáceo descansa ya sobre el Kimmeridgense y más lejos sobre niveles inferiores del Dogger y aun el mismo Malm. O sea, que la edad del yacente del Cretáceo va envejeciendo hacia el norte, al acercarse a lo que fue antiguo macizo del Ebro, de la misma manera que disminuye el espesor de la formación cretácea.

La primera transgresión cretácea es la del Barremiense, la cual cubrió casi todo el macizo de los Puertos. En su base se encuentran facies lagunares con arcillas lateríticas, calizas con cantos rubeficados, y luego calizas con Carofitas y bancos de lumaquelas. En los sectores S. y SO., está representado por facies marinas y alcanzan unos 400 m. de espesor, con *Choffatella*, *Orbitolinopsis*, *Heteraster oblongus* y grandes *Natica*. En las partes septentrionales dominan exclusivamente las facies lagunares (margas con Carofitas, etc.) y lateritas, cuyo espesor va reduciéndose progresivamente en la misma dirección hasta casi desaparecer.

En el Aptense se acentúa el carácter transgresivo, cubriendo el mar casi todo el macizo. Consta de calizas con *Orbitolina conoidea-discoidea* A. GRAS., siguen margas con *Pilcatula*, que en algún sitio han suministrado también *Deshayesites deshayesi* D'ORB. y finalmente calizas con *Toucasia*. Las margas corresponden al Beduliense y las calizas superior en parte al Gargasiense. El conjunto del Aptense alcanza como máximo un centenar de metros de potencia, pero hacia el norte se reduce a 20-30 m. y es dolomítico y acaba desapareciendo al acercarse a los bordes del macizo del Ebro, faltando en Beceite y Fuentespalda, lo mismo que el Barremiense (COMBES, loc. cit., página 264).

El Albense, según se ha dicho, es nuevamente regresivo y se presenta con la llamada facies de Utrillas: arenas, arcillas, lignitos, etc. Hacia el norte tiene unos 10 m. de espesor y se apoya directamente sobre el Jurásico a causa de la ausencia del resto del Cretáceo Inferior. En el sector central y meridional de los Puertos tiene mayor potencia y sus lignitos han sido objeto de explotación (Mina Maruja, etc.) y además contiene algunos niveles calcáreos con *Trigonia*, que representan una intercalación marina dentro de la formación continental (COMBES, loc. cit., pp. 226 y sig.).

El Cretáceo Superior empieza con la transgresión del Cenomanense, de gran amplitud, aun cuando este piso alcanza poco espesor, de 80 a 100 m. como máximo en el centro de los Puertos. Comienza con calizas blancas, cristalinas, muy típicas, que en la base proporcionan *Ostraea flabellata* y luego se hacen dolomíticas y contienen algunos Rudístidos.

Sigue luego el Turonense-Senonense, poco potente y mal diferenciado. Su espesor es siempre inferior a los 50 metros. Consta de margas, mar-



gas arenosas y calizas con abundantes Lamelibranquios, Rudistidos, Gasterópodos, Ostrácodos, Miliólidos, Carofitas, etc.

Finalmente, el Garumnense es ya totalmente regresivo. Sin duda esta regresión se inició anteriormente, pues el Turonense-Senonense solamente se encuentra en los sectores centro y norte de los Puertos. Pero mientras éstos son todavía de facies marina, en cambio el Garumnense consta de arcillas lateríticas rojas, microconglomerados y algún banco calizo brechoide, en los que la presencia de *Microcodium* permite atribuirlos al Cretáceo Superior, pero de difícil separación de las facies rojas continentales del Paleógeno. Alcanza como máximo un centenar de metros de espesor.

Más al NE., en Horta de San Juan, a causa de su posición marginal respecto a la cuenca sedimentaria, el conjunto del Cretáceo Superior tiene tan sólo de 30 a 40 m. de potencia.

El Cretáceo de la parte de la Cordillera Ibérica comprendida en la presente Hoja núm. 41 ha sido estudiado modernamente por FALLOT y BATTALLER (1927); ASHAUER y TEICHMÜLLER (1933); RICHTER y TEICHMÜLLER (1933); HAHNE (1933); MOULIN (1960); BULARD y CANÉROT (1969); CANÉROT (1967, 1968, 1969a y 1969b); WEISSER (1959); SAAVEDRA (1966) y SAEFTEL (1959).

Para la parte occidental de la Hoja 41, podemos aceptar como «normal» el siguiente perfil litoestratigráfico de GARRIDO y RIOS (ENPASA, correspondiente a las Hojas del Mapa Topográfico E. 1:50.000, núms. 468 y 494):

DANO - PALEO-CENO	«GARUMNENSE»	— Caliza lacustre con <i>Microcodium</i> y arcillas abigarradas, eventualmente, breves pasadas de calizas marinas con Miliólidos. Potencia muy variable.
CRETACEO SUP.	CRETACEO SUP.	— 170 m. (en Fonfría). Facies marina: calizas grises con <i>Praealveolinas</i> ; en el techo, <i>Hippurites</i> . Potencia variable.
	Formación UTRI-LLAS (en parte, ALBENSE)	— Arcillas, limolitas, arenas abigarradas, intercalaciones ligníferas; facies continental fluvial. Potencia muy variable.
CRETACEO INF.	URGOAPTENSE	— Formación de color pardo, con calizas, calizas margosas y margas. Facies marina con fuerte influencia terrígena. Potencia variable.
	PASO CRETACEO JURASICO «WEALD»	— Arenas y arcillas abigarradas, con intercalaciones de caliza lacustre y areniscas rojas. Potencia variable.
JURASICO SUP.	KIMMERIDGENSE a OXFORDENSE	Calizas (en Oliete).

Es posible que exista una discordancia en la base del «Garumnense».

Para el estudio de las relaciones de la Formación arenas de Utrillas y de la Formación «Série de transition» (CANÉROT, 1970) llamada «Formación Escucha», véase el trabajo de detalle en AGUILAR, RAMIREZ DEL POZO y RIBA (1971) así como el perfil reproducido en la Memoria de la Hoja número 40, «DAROCA».

La facies Weald, en los alrededores de Ladruñán ha sido estudiada con detalle por CANÉROT (1969); encuentra en las arcillas areniscas rojizas y abigarradas, con alguna intercalación calcárea:

Encina de un Portlandense (Los Alagones) con *Anchispirocyclina lusitana* (EGGER), está representado:

- 1) Berriasiense con *Nodosoclavator bradleyi* (HARRIS) GRAMBAST; *Flabellochara grovesi* (HARRIS) GRAMB.; *Prochara* cf. *maxima* DONZE; *Perimneste horrida* HARRIS; *Dictyoclavator fieri* (DONZE) GRAMB., *Clavator reidi* GROVES, *Prochara* sp.
- 2) Valanginense y Haurerivense con: *Nodosoclavator* sp., *Globator trochiliscoides* GRAMB., *Perimneste micrandra* GRAMB., *P. ancora* GRAMB.
- 3) Barremense, con: *Globator trochiliscoides*, *Atopochara trivelis* PECK s.-sp. *triquetra* GRAMB., *P. anchora*, *P. micrandra*, *Trilina* sp.

El Weald falta o está incompleto en muchos lugares debido a movimientos verticales del substrato; falta en la zona de Molinos-Ejulve-La Zoma y en la Montoro-La Cañadilla.

La transgresión marina del llamado «Urgoaptense» en realidad se inicia en el Barremense Superior con las «Capas de Choffatellas» (40 m.), de calizas arenosas glauconíferas con *Choffatella decipiens* SCHLUMB., Briozoarios y Anélidos (Oliete). En Utrillas encierran *Palorbitolina*, *Orbitolinopsis*, *Sabaudia*, etc. Estas capas vienen seguidas por el Aptense Inferior calcáreo, luego margoso (formación de margas de Plicátulas), con *Palorbitolina lenticularis* (BLUM), *Mesorbitolina* cf. *texana parva*, *Choffatella*, Políperos, Equínidos y Trigonias. Encima descansan las calizas de *Toucasia*, del Aptense Superior, seguidas por la formación Escucha o «capas de transición» calcáreo-detriticas y margosas con lignitos, CANÉROT (1969, 1970). Según el mencionado autor, parece que el mar barremo-aptense no sumergió totalmente el umbral de Montalbán, ni el de Molinos-Ejulve-La Zoma-Montoro.

Encima de la «Série de transition», que como ya se ha indicado, AGUILAR, RAMIREZ DEL POZO y RIBA, han definido como «Formación Escucha» de edad aptense superior a albense inferior, descansa la «Formación arenas de Utrillas», cuyas características son, en esencia: arenas muy lavadas heterométricas silíceas, con matriz caolinítica, teñidas por óxidos de hierro; cantos de cuarzo y cuarcita, sedimentación fluvial con



estratificación cruzada (las arenas son arkósicas); el conjunto es abigarrado; encierran algo de lignito. Son estériles.

La potencia de la Fm. Utrillas es muy variable. La Fm. Escucha presenta fuertes discordancias progresivas, y nos indica que en la transición del Aptense al Albense han habido movimientos orogénicos débiles que han empezado a deformar la serie mesozoica recién depositada. En general, las capas de Utrillas aparecen transgresivas sobre terrenos más antiguos (véanse los mapas paleológicos de SAEFTL (1959) y CANEROT (1968, 1970)) con tendencia a recubrir los umbrales recién aparecidos. Este último autor señala en Ladruñán un Cenomanense directamente en contacto con el Aptense y Weald.

El Cretáceo Superior es de sedimentación más monótona; la transgresión marina sucede al depósito de la Formación arenas de Utrillas. El perfil de Montoro de Mezquita (próximo al ángulo SO. de la Hoja) puede ser considerado como normal (CANEROT 1967):

- |                                    |   |
|------------------------------------|---|
| <p>«GARUMNENSE»</p>                | <p>30 m. Margas con Gasterópodos, Ostrácodos y Charáceas, con intercalaciones de calizas arrionadas y bancos yesíferos.</p>   |
| <p>SENONENSE</p>                   | <p>20 m. Calizas y margas blanquecinas, con Gasterópodos (<i>Lychnus</i> sp.) y Charáceas.</p> <p>30 m. Calizas masivas cretosas y margas con Miliólidos de gran talla (<i>Idalina</i>), Textuláridos, Rotálidos, Cuneolinas, Cyclolinas, Gasterópodos, Rudístidos como <i>Radiolites aff. sauvagesi</i> D'H. FIR., <i>Biradiolites retrolatus</i> ASTRE, <i>B. cf. canaliculatus</i> D'ORB., <i>B. aff. beaussetensis</i> TOUC. <i>B. cf. angulosissimus</i> TOUC. y abundantes Acicularias.</p> <p>50 m. Calizas masivas, con <i>Nazzazata</i> sp., Miliólidos, Textuláridos, abundantes Rotálidos, Gasterópodos, restos de Rudístidos de concha delgada, Ostrácodos y Charáceas.</p> |
| <p>TURONENSE<br/>+ CENOMANENSE</p> | <p>50 m. Dolomías masivas, ferruginosas, calizas y brechas dolomíticas.</p> <p>20 m. Calizas en capas delgadas en la base, pasando a calizas masivas, con <i>Praealveolina iberica</i> REICH., luego <i>P. cretacea brevis</i> REICH., Miliólidos, Textuláridos, Cuneolinas, Rudístidos, Ostrácodos y Algas.</p> <p>20 m. Calizas detríticas, nodulosas, con <i>Daxia cenomana</i> CUV. et SZAK., Cuneolinas, grandes Orbitolinas planas o cónicas, intercaladas en margas y calizas margosas lumaquéllicas con <i>Exogyra flabellata</i> GOLD.</p>   |
| <p>ALBENSE</p>                     | <p>Formación arenas de Utrillas.</p>  |

Potencia del Cretáceo Superior 170 m.

Así, el Cretáceo Superior marino comprende una serie del Cenomanense al Santonense, esencialmente calizo. Le sucede niveles margo-arenosos o conglomeráticos hasta el Maestrichtense. Los niveles inferiores marinos tienen una extensión mayor que los términos continentales que les suceden.

En el valle del río Matarraña BULARD y CANEROT (1969) hacen notar el carácter transgresivo del Albense-Cretáceo Superior de S. a N. sobre una superficie de erosión que decapita una parte importante de la serie jurásica. Al N. de Beceite (Perigañol, Enquerol) la formación Utrillas descansa sobre el Liásico. Se trata de movimientos epirogénicos del reborde de la cuenca subsidente del Maestrazgo, que afectarían poderosamente la zona de Beceite y áreas vecinas.

En general, el Cretáceo tiende en dirección S. y SE. a hacerse progresivamente más potente y más marino. En la Sierra de Valdancha (CANEROT, 1966) todo el Cretáceo Inferior se hace marino, salvo la breve intercalación de facies Utrillas.

## **2.4. Terciario Continental**

### **2.4.1. Terciario de la Hoya de Mora**

En el interior de la cordillera y particularmente en los bordes de la Hoya de Mora de Ebro hay capas arcillosas rojas ligeramente discordantes sobre el Mesozoico, pero fuertemente inclinadas, que pueden atribuirse al Paleógeno (Oligoceno probablemente). Pero gran parte del relleno terciario de la Hoya de Mora, todavía mal conocido, es horizontal y descansa en discordancia progresiva sobre el supuesto Paleógeno. Sus materiales son groseramente detríticos, areniscas y conglomerados con escasas intercalaciones arcillosas. Son totalmente similares a los que en la Depresión del Ebro se han atribuido al Mioceno, también descansando en discordancia progresiva sobre el Paleógeno. Además, las capas superiores de ambas cuencas sedimentarias están en continuidad en algunos sectores, y descansan discordantes sobre el Mesozoico plegado.

### **2.4.2. Terciario de la Depresión del Ebro**

El Eoceno marino no está representado en la Hoja, ni en todo el reborde NE. de las Cadenas Ibéricas. El afloramiento más próximo se localiza en las montañas de la Cordillera Prelitoral catalana, al norte del Campo de Tarragona (véanse los trabajos de JULIVERT (1954) y ALMELA y RIOS (1953), en los que se estudia el paso lateral, mediante cuñas marinas eocenas que se indentan con los materiales continentales entre Igualada y Montblanc) y permite datar como eocena una importante masa de de-



pósitos detríticos que se extienden hacia el SO. de la mencionada cordillera.

Asimismo, se han podido datar como oligocenos los conglomerados del borde sur de la Depresión del Ebro en Cataluña, mediante la cartografía de litologías y niveles-guía fotogeológicos tomados a partir de los yacimientos de vertebrados de Calaf (edad sannoisiense) y Tárrega (muy probablemente Stampiense) (ver RIBA, 1967; TRUYOLS y CRUSAFONT, 1961; CRUSAFONT y POSSE, 1968). En general, este Paleógeno se encuentra plegado, levantado o cabalgando por las sierras mesozoicas que limitan por el SE. y SO. la depresión del Ebro.

Tradicionalmente, por parte de todos los autores que han tratado el borde NE. de la Ibérica, se ha separado un Terciario Inferior, posiblemente Oligoceno y Eoceno, plegado y deformado, y más o menos concordante con el Cretáceo infrayacente, de un Mioceno casi horizontal, poco deformado y en discordancia angular sobre la serie paleógena o mesozoica. En este criterio se basaron ASHAUER y TEICHMÜLLER (1935) y RICHTER y TEICHMÜLLER (1933) y los autores más modernos para separar un Paleógeno de un Neógeno.

CANEROT dice que «en el sector de Alcorisa y Berge, o en los alrededores de Oliete y Andorra, el Terciario presenta en su parte inferior arcillas, areniscas y conglomerados de colores vivos, en los que una fauna rica en *Vidalina gerundensis* (VIDAL) permite atribuir al Eoceno». Por nuestra parte, las margas y areniscas de color rojo vivo, con algunas intercalaciones calcáreas que se encuentran rodeando los tres afloramientos carboníferos de Puig Moreno (a los que ya hemos hecho mención) pertenecen a la base del Terciario, facies garumnense, por haberse encontrado en las calizas *Microcodium*. Este Paleógeno, que está plegado, soporta bajo discordancia angular una serie de areniscas y margas amarillentas que constituyen la prolongación hacia el S. de la Formación Caspe, estudiada por QUIRANTES en la zona de Monegros. Para nosotros esta formación es aquitaniense. Las dataciones y cartografía del Terciario de GROSS (1966, 1968) son erróneas. El mencionado Paleógeno de Puig Moreno lo atribuye a un Mioceno I.

La discordancia pre-aquitaniense se encuentra también al oeste de Puig Moreno en Albalate del Arzobispo y Gaén. La serie de conglomerados, areniscas y margas rojizas está muy plegada y tiene una potencia de 400 a 700 m. Los conglomerados del llano de la Chumilla, subhorizontales, yacen en discordancia sobre la serie inferior paleógena y mesozoica. Igual ocurre con las de Aguarón, Monroyo, etc. La formación Caspe, que pertenece a la base del Neógeno (probablemente es aquitaniense) y recubre toda la depresión del Bajo Aragón (Alcañiz, Caspe, Valderrobles, etc.), se caracteriza en una gran parte por poseer una red de paleocanales que se han exhumado por efecto de la erosión diferencial, formando relieves salien-

tes, alargados y meandriformes. Hacia Maella la formación detrítica de Caspe pasa lateralmente a la calcárea de Mequinenza; igualmente ocurre en dirección noroeste hacia Híjar y Escatrón.

La discordancia pre-aquitaniense y fini-oligocena ha podido ser datada en Santa Cilia y el Pueyo cerca de Barbastro (CRUSAFONT, RIBA y VILLEN, 1966), en la comarca de Estella (Navarra) (CRUSAFONT, TRUYOLS y RIBA, Not. y Com. del IGME, 90, 1966), en Cetina de Aragón y al O. de Montalbán (ver Memoria Hoja núm. 40 «DAROCA»). Se confirma, por tanto, un buen criterio para separar los dos sistemas.

Ahora bien, en el caso de la depresión del Ebro, la discordancia se encuentra manifiesta en los dos rebordes N. y S. de la misma; pero hacia el centro de la cubeta ésta se amortigua y desaparece colocándose las dos series limítrofes en concordancia. En este caso es preciso seguir los niveles guía próximos con el fin de proponer un límite oligo-mioceno. Esto es lo que se ha realizado en la presente Hoja y las vecinas. El problema es delicado debido a una serie de dificultades que se presentan: los relevos de capas y los mantos de derrubios cuaternarios y terrazas fluviales, que velan el Terciario en zonas bastante extensas.

El Mioceno de la zona de Beceite, Peñarroya y Calanda, según ASHAUER y TEICHMÜLLER (1935) ha sido deformado por unos movimientos «póstumos» que tuvieron lugar durante el depósito de los conglomerados marginales; así les fue posible separar cartográficamente un Mioceno Inferior de otro Superior. Si son admisibles las correlaciones mediante las discordancias y fases orogénicas, muy probablemente las deformaciones intramiocenas del Bajo Aragón serán correlativas de la discordancia pre-vindoboniense y post-burdigaliense que hemos precisado, por primera vez (ver la Memoria de la Hoja 40 «DAROCA»), en la cubeta de Calatayud, tan rica en yacimientos de vertebrados.

Véanse en la Memoria de la Hoja núm. 33 «LERIDA» datos sedimentológicos y estratigráficos generales del Terciario del Ebro.

#### 2.4.3. Plioceno

Tras la regresión pontiense, el mar pliocénico invade de nuevo el terciario y llega a bañar el pie de la Cordillera Prelitoral en donde ha dejado su testimonio en el valle del Ebro hasta Cherta. Este terreno fue reconocido por BATALLER al hacer el estudio del mapa 1:50.000, Hoja de Tortosa (1929); posteriormente SOLE y otros (1965) ampliaron sus límites en la forma que aparecen en el mapa y, basándose en cambios laterales de facies, incorporaron al Pliocénico bastantes de los depósitos considerados anteriormente como cuaternarios.

Se distinguen tres facies: a) conglomerados de origen local, depositados al pie mismo de la cordillera, formados por cantos calizos mal rodados;



alcanzan en Tivenys 50 m. de espesor; b) conglomerados de origen fluvial, con cantos de origen pirenaico, depositados por el Ebro pliocénico, los cuales por un lado indentan con los anteriores, y por otro, con los depósitos finos de origen marino; y c) margas y areniscas marinas que en Tortosa han suministrado un buen número de plantas (*Osmunda*, *Populus*, *Salix*, *Acer* (véase lista en BATALLER, loc. cit.) y en Sant Ofre *Lutraria*, *lutraria* L., *Corbula gibba* OLIVI, *Nassa semistriata* BROCCCH), *Schizaster major* DESOR, etc. (véase lista en SOLE y otros, loc. cit., pág. 88).

## 2.5. CUATERNARIO

Pertenecen a este terreno extensos afloramientos en toda la Hoja, que se localizan principalmente a lo largo de la costa y en el interior de la Hoya de Mora.

Genéticamente se reconocen los siguientes tipos:

a) *Terrazas fluviales* del río Ebro y en algunos de los afluentes más importantes dentro del sector este de la cordillera. Solamente hay tres pequeños asomos de terrazas antiguas en los alrededores de Xerta y Tivenys, pues los que se habían descrito de este sector se habían confundido con los conglomerados pliocénicos. En el único sector donde se hallan bien desarrolladas las terrazas del río es en la Hoya de Mora y en la Depresión del Ebro. En el Ebro se han señalado cuatro terrazas por BOMER (1957), cada una de las cuales se une lateralmente con glacis revestidos de derrubios de origen lateral (QUIRANTES, 1969).

b) *Depósitos de piedemonte*. Constituyen un extenso manto de derrubios, sin solución de continuidad, que se extiende desde el pie de la cordillera hasta el borde de la llanura deltaica subactual, formando una plataforma entre unos 10 y 300 metros. En donde falta el delta, el mar rompe directamente contra estos depósitos bien consolidados. Tienen hasta unos cinco metros de espesor como máximo y cubre en su mayor parte el Plioceno. Están constituidos por una brecha de pequeños cantos calizos angulosos unidos por cemento calcáreo y recubiertos superficialmente por una costra zonar de la misma naturaleza. Hacia la zona más alejada de la montaña indentan con los limos rojos que se describen a continuación.

c) *Limos eólicos y costra de caliche*. Al pie y a lo largo de la Cordillera Prelitoral se encuentran derrubios antiguos, finos, que a veces alcanzan varios metros de espesor. Se trata de arcillas y limos rojos coluviales, constituido a expensas de los materiales derrubios de un suelo antiguo, a veces con intercalación de cantos procedentes de la montaña. En su parte superior hay abundantes nódulos de caliche, que acaban por ir pasando hacia arriba a una típica costra zonar, de notable espesor, medio metro o a veces más, que dificulta el cultivo. Se han atribuido estos limos al interglaciar Riss-Würm.

d) *Derrubios de pendientes y conos de deyección.* En general tiene escaso desarrollo, a excepción de los macizos montañosos más importantes de la Cordillera Prelitoral.

e) *Formación deltaica del río Ebro.* Ocupan una gran extensión y constituyen una llanura a escasa altura encajada en el piedemonte anteriormente descrito. En Amposta, gracias a unos sondeos, de 25 m. el más profundo, se ha podido precisar la existencia de una serie de capas de limos grises y arenas con intercalaciones de turba, cuya edad precisada por el C-14 oscila entre  $5.180 \pm 300$  y  $7.680 \pm 350$  años (SOLE y otros, 1962, pág. 89-90). Turbas análogas forman algunas extensiones casi superficiales originadas por relleno de antiguas marismas, entre Amposta y San Carlos de la Rápita (FAURA y SANS, 1923).

El delta avanzó mar adentro a un ritmo que años atrás fue de unos 10 metros por año, pero actualmente la punta está en retroceso, pues su configuración cambia rápidamente según puede comprobarse comparando mapas y fotografías de distintas épocas.

f) *Depósitos marinos antiguos y playas actuales.* A lo largo de la costa hay depósitos arenosos de playa, pero generalmente de escasa anchura y espesor.

Además de estas formaciones costeras recientes hay restos de playas antiguas, consolidadas, que han sido atribuidas al Tirreniense (SOLE, 1962) a causa de la presencia de *Strombus bubonius* IK., y fauna acompañante de este molusco senegalés indicador de una fase interglacial. Estas playas han sido reconocidas por PORTA y N. SOLE y por BATALLER), y se encuentran entre 1,5 y 2 m., sobre el nivel del mar.

Es difícil precisar sus relaciones estratigráficas con los depósitos continentales de piedemonte señalados en los apartados c) y d), pero es probable que indenten con ellos.

### 3. TECTONICA

Hay que distinguir un zócalo paleozoico, cuya tectónica fue determinada por la orogénesis herciniana, y la estructura de la cobertera, producida por los plegamientos alpidicos.

#### 3.1. ZOCALO HERCINIANO

Dentro de la Hoja sólo alcanzan alguna extensión los afloramientos del Priorato. Aquí el Carbonífero se halla suavemente discordante sobre su yacente, el Gotlandiense, tal como lo han demostrado ASHAUER y TEICHMÜLLER (1935), señalando la importancia de la fase bretónica de plega-



miento. Pero el Carbonífero, a su vez, se halla fuertemente plegado por una fase posterior, la sudética o astúrica, que ha determinado un sistema de pliegues bastante amplios, vergentes al SO. El magmatismo postorogénico, ligado a los movimientos últimamente citados, determinó la aparición de los plutones graníticos del Priorato.

Las unidades tectónicas comprendidas en la presente Hoja son, de N. a S., las siguientes:

- a) Depresión del Ebro.
- b) Cordillera Prelitoral, descompuesta en el centro en dos ramas, separadas por la Hoja de Mora, de unos 20 km. de largo por 12 de ancho.
- c) Llanura costera y delta del Ebro.

### 3.2. ESTRUCTURA DE LA CORDILLERA PRELITORAL

En el sector comprendido en la Hoja, la Cordillera Prelitoral constituye un sistema montañoso fuertemente plegado y formado a expensas de los materiales mesozoicos, desde el Trías al Cretáceo Superior, conjunto sedimentario que en la zona donde es más potente, o sea, hacia el SO., rebasa los 2.000 metros de espesor.

En el sector septentrional se abre en el interior de la cordillera la depresión de Mora, rellenada por sedimentos terciarios, y la cual separa, en una anchura de 12 km. las dos ramas en que se divide el sistema montañoso: la interna elevada entre 400 y 600 m. y lindante con la Depresión del Ebro, y la externa más ancha y cercana al mar y mucho más ancha y robusta, que se eleva hasta alrededor de los 900 m.

Por consiguiente, esto permite distinguir a lo largo de la cordillera dos sectores muy diferentes: el sector septentrional constituido por las dos cordilleras mencionadas y la fosa de Mora, y el sector meridional formado por el macizo de los Puertos de Tortosa, de unos 20 km. de anchura.

### 3.3. ESTRUCTURA DE LOS PUERTOS DE BECEITE

Es el sector en donde la serie mesozoica plegada alcanza la máxima potencia. Como es predominantemente calcáreo, resulta bastante coherente en su comportamiento tectónico, siendo los despegues más importantes los producidos al nivel de las margas yesíferas del Keuper. Los otros niveles margosos, tales como las margas toarcienses, las arcillas barremienses o albenses son mucho menos potentes o están intercaladas con bancos calcáreos o areniscosos poco favorables a los despegues.

Los pliegues van dirigidos con mucha regularidad de NE. a SO. constituyendo un sistema bastante apretado en número de 6 a 8 ejes anticlinales. El conjunto, tal como ha demostrado LLOPIS (1947, pág. 319) y ha comprobado COMBES (1969 pág. 201), constituye un sistema tectónico de

simetría bilateral, con una rama septentrional más desarrollada y fuertemente vergente hacia la Depresión del Ebro, y otra rama meridional menos importante y vergente en sentido opuesto, o sea, hacia el Mediterráneo, separadas por una crencha tectónica de poca anchura, suavemente ondulada y en algún sector casi tabular, que origina relieves del tipo de plataformas estructurales o «muelas», como las de Fredes, Caro, etc. Asimismo el sistema de fallas y cabalgamientos de pliegues presenta la misma doble vergencia. En las zonas de pliegues suaves o casi simétricos (PAULS, ALFARA, etc.), cuando han sido muy erosionadas asoma el Keuper atravesado por erupciones basálticas y aun el Muschelkalk, dando lugar a valles del tipo bray, estrechos y ciegos, excavados en los materiales blandos del Keuper y rodeados de abruptos murallones calcáreos y dolomíticos del Lías, Jura y Cretáceo que forman también el anfiteatro terminal. En cambio, en las zonas en donde domina una vergencia acusada, se produce un sistema de pliegues imbricados, cuyos contactos son fallas inversas en donde se han laminado o casi desaparecido totalmente los materiales plásticos, por lo que el plano de contacto es un escarpe abrupto encarado en el mismo sentido que la vergencia.

A causa de la acusada vergencia general de las estructuras mesozoicas, el contacto con el Terciario del borde de la Depresión del Ebro se hace siempre a través de un cabalgamiento o falla inversa en el que las capas del Paleógeno se hallan subverticales o a veces incluso algo invertidas. Por discordancia progresiva se pasa de este Terciario basal, fino, algo yesífero y tectonizado, al Neógeno subhorizontal, cuyos conglomerados avanzan transgresivamente hacia el borde de la cordillera y sepultan todavía parte de las estructuras. En algunos puntos, como en Horta de San Juan, etc., quedan pequeños testimonios de dicha cobertera discordante sobre el Mesozoico plegado, el cual va siendo progresivamente exhumado por la erosión.

#### 3.4. LA CORDILLERA PRELITORAL AL ESTE DEL EBRO

En este sector la Cordillera Prelitoral está formada por las tres unidades tectónicas mencionadas: cordillera o rama interior, depresión de Mora y rama exterior.

a) *La cordillera interior* (sierras de Pándols, Tormo, Picoso, etc.), constituyen un robusto pliegue anticlinal o, mejor, anticlinorio, desdoblado en dos o aun tres repliegues secundarios, fuertemente vergente hacia la Depresión del Ebro, cuyas capas terciarias marginales cabalga el Secundario del referido anticlinorio a través de una falla inversa, inclinada de 50 a 60°. En ésta asoma casi siempre el Keuper, a veces acompañado de rocas básicas y en ella se localiza también la fuente termal de Fontcaldes.

Pero según ha señalado LLOPIS (loc. cit., p. 155), se acusa de SO. a



NE. a lo largo de la cordillera, un cambio progresivo de estilo tectónico. Hasta el Ebro el referido anticlinorio cabalga más o menos fuertemente el Paleógeno marginal (sierras de Pándols y de Cavalls), mientras que desde aquí hacia el norte va pasando, a través de una serie de pliegues suaves, a las formas tabulares limítrofes de las Montañas de Prades y del Priorato. Además, en este sector que limita la Hoya de Mora empiezan a aparecer vergencias hacia el SO., es decir, hacia dicha depresión e incluso en Torre del Español el anticlinorio es un pliegue fungiforme absolutamente simétrico, con vergencias opuestas en cada flanco.

Los pliegues han sido tan sólo parcialmente exhumados de su cobertura discordante, y en algunos puntos ésta atraviesa la cordillera y penetra ampliamente en el interior de la depresión de Mora enlazando con el Terciario que rellena dicha zona depresionaria.

La alineación de la mencionada rama interior de la Cordillera Prelitoral se continúa rigidamente hacia el SO. y en cuanto desaparece la depresión de Mora se adosa a los demás pliegues de los Puertos de Beceite para constituir su unidad más periférica.

b) *La rama SE., o exterior, de la cordillera Prelitoral* (sierras de Cardó, Tivissa, Llavería, etc.), está formada sobre todo por el Trias, Lías y Jurásico Inferior y Medio, y en el sector más meridional por el Aptense. Sus alineaciones tectónicas son mucho menos definidas y constantes que en la rama interior y además no constituye una unidad orográfica continua, sino que aparece dividida en dos bloques separados por estrechas depresiones alargadas de norte a sur y rellenadas por Terciario o Cuaternario: la depresión de Tortosa, que separa la sierra de Cardó del macizo de los Puertos; y el llamado Pla del Burgar, que separa el bloque de Cardó de las sierras de la Batalla y Tivissa y su prolongación con el nudo orográfico de Llavería.

Estas depresiones, como ha demostrado LLOPIS (1947, pp. 118 y siguientes) son de origen tectónico y cortan las alineaciones tectónicas casi ortogonalmente. Los bloques montañosos que las limitan son asimétricos por estar basculados hacia el oeste, con una pendiente suave en este sentido, mientras que por el lado oriental están limitados por un escarpe de falla. La depresión primeramente mencionada está surcada por el bajo Ebro y aparece rellenado por Mioceno continental (Pontiense según LLOPIS, 1947, página 117), Plioceno marino y Cuaternario (terrazas y sobre todo un extenso manto de piedemonte). La falla que la limita por el oeste origina un imponente escarpe de 1.200 metros de altura que separa la llanura y los Puertos de Tortosa. Dicha falla se prolonga hacia el norte por el corredor o zona deprimida del Pinell, rellenada por el Mioceno, y que lo pone en comunicación con la depresión de Mora. Sin embargo, el río Ebro no ha seguido entre Mora y Tortosa esa zona deprimida y de fácil excava-



ción, sino que, sin duda a causa de un fenómeno de epigénesis, ha abierto un largo y angosto desfiladero excavado a través del duro roquedo mesozoico. La segunda de las depresiones primeramente mencionadas, el Pla del Bugar, tiene 15 por 5 kilómetros y está relleno por un potente depósito de piedemonte que oculta el yacente. El borde oriental de esta depresión está limitado por una falla norte-sur, análogo a lo de los Puertos, pero menos importante, y a la cual se debe el escarpe oriental del bloque de Cardó, mientras que por el oeste se hunde suavemente bajo los depósitos terciarios y cuaternarios de la depresión de Tortosa. A favor de esta falla se han producido algunas erupciones basálticas. Las sierras de la Batalla y Tivissa, que por el este limitan el Pla del Bugar, constituyen, como la cara occidental del bloque de Cardó, un plano inclinado suave que contrasta con el escarpe que lo limita por el oeste.

Las directrices tectónicas de la rama externa de la Cordillera Prelitoral tienen, pues, que reconstruirse a través de estas soluciones de continuidad que representan las depresiones señaladas. Los ejes de plegamiento de dicha rama exterior atraviesan el río Ebro conservando todavía la dirección dominante NE.-SO. (sierras de Cardó, Alba, Boix, etc.), propia de los Puertos y de la cordillera en general, pero a medida que avanzan hacia el NE. se inflexionan hasta adquirir durante un buen trecho la este-oeste, que es la más generalizada en este sector de la cordillera (Montalt, Llaveria, Colldéjou, etc.). Esta rama exterior está constituida en su mayor parte por un haz apretado de pliegues fuertemente imbricados, cuyos contactos vienen jalonados por estrechas bandas de Keuper, a lo largo de las cuales se han excavado corredores generalmente discontinuos. Pero las estructuras, como ha demostrado LLOPIS (loc. cit.), cambian tanto en dirección transversal como longitudinal de la cordillera. En un corte transversal se observa que prosigue la simetría bilateral reconocida en los Puertos de Tortosa. En efecto, en más de la mitad de la anchura de dicha rama exterior y en su parte colindante con la depresión de Mora, los pliegues vergen fuertemente hacia el NO.; pero luego, en dirección al Mediterráneo, van adquiriendo progresivamente, a través de una zona suavemente ondulada y de pliegues simétricos o con vergencias mal definidas (sierras de Cardó, Boix, Montalt, etc.), vergencias opuestas (sierras del Alba, Perelló, etc.), o sea, hacia el SE. La simetría bilateral del conjunto de la Cordillera Prelitoral es, pues, todavía neta en este sector más próximo al Ebro, y la depresión de Mora, que se intercala entre las dos ramas de la cordillera, no altera al principio esta disposición. Pero en cuanto se inicia, al alejarse del Ebro, la inflexión de los ejes de plegamiento hacia el este, cambia también el estilo tectónico. En dirección longitudinal los cambios estructurales son notables. Al alejarse del Ebro se pasa progresivamente, lo mismo que en la rama interna de la cordillera, del estilo de pliegues imbricados a las formas tabulares de las

muelas de Colldejou y Llavería, sin duda a causa de la reducción del espesor de la cobertera mesozoica y de la consiguiente influencia de la proximidad del zócalo paleozoico. La inflexión de los ejes de plegamiento hacia el este y las vergencias hacia el norte que aparecen en este sector responden también al mismo influjo de un umbral paleozoico o espolón del macizo del Ebro.

### 3.5. LA HOYA DE MORA DE EBRO

Esta depresión tectónica es de estructura compleja, todavía mal precisada, por lo menos en lo que se refiere a su zócalo y a su relleno terciario. El estudio más completo se debe a LLOPIS (1947, pp. 141 y sigs.).

Los ejes de plegamiento que la encuadran son continuación de los existentes en los Puertos de Tortosa y llegan al Ebro, según se ha visto, con la alineación NE-SO. propia de la cordillera. Pero al acercarse a la depresión, los que forman las sierras del lado meridional se inflexionan hasta tomar la dirección este-oeste, dominante en las sierras de Tivissa, Llavería, etc. Con ello se pone de manifiesto la influencia del zócalo paleozoico que aflora en el fondo de la depresión en su sector septentrional, hacia el Priorato, el cual queda envuelto entre los tentáculos de las sierras mesozoicas tanto del lado NO. como del SE. Los pliegues se adaptaron, pues, a lo que LLOPIS llama un antepaís local. Por consiguiente, se trata de un rasgo estructural sinorogénico.

Por otra parte, siguiendo el eje longitudinal de la cubeta, el zócalo paleozoico de la zona de Falset se sumerge normal y suavemente hasta desaparecer bajo la cubierta sedimentaria triásica en dirección SO., de forma que la aparición del zócalo en las Montañas de Prades y el Priorato se debe, por consiguiente, a una elevación o culminación de los ejes de plegamiento, los cuales, por esta razón, fueron más fácilmente desmantelados de su cobertera, por otra parte, escasamente plegada. Otro rasgo, pues, estructural originario.

Sin embargo, no debe despreciarse el papel de las fallas en la formación de la cubeta. LLOPIS señala que sus bordes, tanto por el NO. como por el SE., están formados por fallas, aparte de otras internas menos importantes que desnivelan el fondo de la cubeta. Se trata de un bloque basculado en sentido NE-SO. y hundido por fallas marginales y paralelas a las alineaciones tectónicas principales, pero que en algún sector cortan netamente a las estructuras de plegamientos, es decir, son posteriores a ellas. Pero como precisamente es en el bloque hundido donde aflora el zócalo paleozoico o los restos muy desmantelados de la cobertera triásica, que aquí parece ser más delgada, es forzoso admitir que o bien el desmantelamiento de la cobertera ha tenido lugar antes del hundimiento o bien corresponde la dovela hundida a un antiguo umbral de la cuenca se-



dimentaria mesozoica, sobre el cual el espesor de sedimentos fue menor que en los surcos limítrofes. Tanto en un caso como en otro es, pues, necesaria una preparación paleogeográfica, en virtud de la cual, antes o después de la sedimentación, el zócalo de la cubeta estuvo en una posición más elevada y luego se hundió por fallas, originando la depresión tectónica. El hecho de la adaptación al zócalo del trazado de los ejes de plegamiento y el adelgazamiento de la cobertera triásica parecen ser más favorables a la segunda hipótesis, es decir, la de un umbral sedimentario o espolón del macizo del Ebro hundido luego por fallas.

El relleno terciario de la cubeta tectónica es poco conocido. Se trata de sedimentos detríticos en los que hasta ahora no se han encontrado fósiles para datarlos. Son conglomerados, areniscas y arcillas rojas, a los que LLOPIS atribuye de 200 a 400 metros de espesor, tectónicamente bastante trastornados en los bordes de la cubeta. Para LLOPIS (loc. cit., páginas 141 y sigs.) estos depósitos serían análogos a los de las zonas próximas de la Depresión del Ebro, con los cuales se continúan en algún sector, y por eso los considera como oligocénicos, que es la edad que, siguiendo el criterio más general, atribuye a aquellos sedimentos marginales de la Depresión del Ebro afectados por el plegamiento. En cambio, ASHAUER y TEICHMÜLLER (1935) diferencian dos tipos de depósitos: unos más antiguos, formados por arcillas rojas yesíferas con algunos bancos areniscosos, afectados por la orogénesis, y, por consiguiente, de igual edad que sus semejantes de la Depresión del Ebro, y los cuales estos autores suponen del Mioceno Inferior. Coinciden, pues, con LLOPIS en cuanto a su identificación, pero no en cuanto a su edad. Encima siguen otros depósitos mucho más groseros, conglomerados y areniscas, subhorizontales, a los que suponen del Mioceno Superior, separados de los primeros por una discordancia progresiva. Este criterio parece estar más de acuerdo con la realidad y con los propios cortes de LLOPIS (loc. cit., p. 85). Aquí se han considerado los primeros como oligocénicos y los segundos como miocénicos, pero a falta de un estudio monográfico detallado, no han podido ser delimitadas ambas formaciones en el mapa.

### 3.6. ESTRUCTURA DEL SECTOR DE LAS CADENAS IBERICAS DEL BAJO ARAGON Y MAESTRAZGO

Evidentemente, las Cadenas Ibéricas están integradas en dos pisos estructurales superpuestos. Por un lado, tenemos el «zócalo» individualizado a partir de las estructuras pre-estefanienses, es decir, hercinianas. Por otro, su revestimiento o cobertera que englobaría el conjunto de las formaciones carboníferas y pérmicas discordantes y el Secundario más el Paleógeno.

Tenemos que el zócalo no ha reaccionado de modo homogéneo en el momento de producirse los esfuerzos de deformación en el Tercia-



rio: éste, como material inerte, se ha fraccionado en compartimentos según fallas de desgarre y cobijaduras, dando lugar a movimiento de bloques. Así vemos cómo la mayor parte de los macizos hercinianos emergidos, a modo de horsts (al O. de esta Hoja) tienen, en su flanco nordeste y este, una importante dislocación de carácter cabalgante.

El revestimiento, por su lado, no constituye un nivel estructural homogéneo. Podemos distinguir un «tegumento» sedimentario adherido al zócalo, sin posibilidad de ser arrancado por los esfuerzos tectónicos (el Buntsandstein) del resto de la cobertera separado del primero por un nivel plástico y lubricante (o varios), constituido por los niveles arcillosos del Triás Medio y Superior (el Röt, el «Tramo Rojo Intermedio», el Keuper). Esta unidad tectónica, constituida por el Jurásico, Cretácico y Paleógeno, debido a su mayor competencia, se ha plegado con independencia del zócalo dando lugar a estructuras de cobertera caracterizadas por una importante disarmonía entre zócalo y cobertera. Creemos que la mayor parte de las estructuras que existen en este sector de la Cordillera Ibérica se deben al despegue disarmónico, las cuales pueden evolucionar por tectónica gravitacional, o de deslizamiento y plegamiento por gravedad.

El Keuper, no excesivamente potente, puede haber influido en este tipo estructural migrando, especialmente cuando hay importantes masas salinas, puede manifestarse en forma de pliegues diapíricos incipientes (sondeo de Bobalar), o de núcleo perforante, como ocurre en Segura de Baños y Utrillas, y probablemente en Ejulve.

Digamos, finalmente, que hay una verdadera herencia estructural reflejada en la cobertera. Es un hecho perfectamente comprobado en este sector de la Ibérica la existencia de interferencias de sistemas de pliegues que afectan a la cobertera. Esta herencia se deja sentir en la parte interna de la Ibérica, es decir, en el Maestrazgo, donde el deslizamiento y despegue de la cobertera no han sido tan acusados como en el reborde montañoso que domina la Depresión del Ebro. Posiblemente tales interferencias constituyen la repercusión en superficie de las alineaciones tectónicas hercinianas; especialmente las de fracturas y fallas de desgarre.

Los cabalgamientos con fuerte empuje y traslación hacia el N. y NE. afectan tanto al Paleozoico como a la cobertera. Si dicha cobertera originalmente fue delgada o fue desmantelada por la erosión, como ocurre en el área del Jalón, los cabalgamientos afectan sólo al Paleozoico. De ahí vinieron las confusiones al atribuir a la orogénesis herciniana esos accidentes y darle al zócalo una estructura que no tuvo en su origen.

BRINKMANN (1960-1962), al hacer una serie de consideraciones estructurales sobre el Maestrazgo, hace notar la estrecha dependencia entre la sedimentación y la evolución estructural posterior. Durante el depósito del Mesozoico el Maestrazgo y Bajo Aragón quedaron limitados por el N. y O., y, momentáneamente también por el E., por varios umbrales, ade-

más del de Castellón, en cuyo perímetro la sedimentación fue muy activa gracias a una subsidencia acentuada. En general, las series del Trias, del Weald y Urgoaptense son muy potentes (500 metros o más). «En el cuadro tectónico del Maestrazgo y Bajo Aragón, es precisamente el gran "plateau" central urgo-aptense lo que llama la atención. Casi horizontal, sólo está afectado por débiles ondulaciones y fracturas de poca monta. En cambio, en todo su alrededor la tectónica adquiere gran intensidad.» Los antiguos umbrales móviles, activos durante la sedimentación del Cretácico Inferior desempeñan un papel importante. En el esquema de BRINKMANN los ejes de plegamiento parecen rodear este área que tuvo fuerte subsidencia: por esta razón, tenemos en Aliaga pliegues de componente norte-sur. Al norte de la misma, en el Bajo Aragón, tenemos pliegues de componente NO-SE., que van inflexionándose hacia el este para colocarse ya en Alcorisa en dirección O-E., para empalmar con las Cordilleras Costeras Catalanas.

Según CANÉROT (1969), la zona central de Montalbán (macizo paleozoico), así como el umbral de Ejulve-La Zoma-Molinos y su apéndice de Montoro, han dado lugar a reducciones importantes en el espesor de la cobertera mesozoica, a veces muy incompleta. Es contra estas zonas donde se localizan las dislocaciones particularmente más destacadas. Una banda de más de 50 kilómetros de longitud, que pasaría por Las Parras de Martín-Utrillas-Castel de Cabra-La Zoma-Ejulve-Molinos-Alcorisa es en donde se localizan los accidentes cabalgantes vergentes al norte de bastante energía; con inyecciones de arcillas del Keuper. Al mencionado autor le «parece poder afirmar que, en el momento de los movimientos terciarios, la cobertera post-triásica se despegaría a favor del Keuper y se plegaría libremente deslizándose con facilidad sobre el substrato. Dicho proceso implicaría desplazamientos horizontales importantes que podrían explicar los cizallamientos tangenciales observados, por ejemplo, en el sur de Castel de Cabra.» Quizá los umbrales frenando el deslizamiento hayan producido el apretamiento de los pliegues en las zonas inmediatamente al sur de los antiguos umbrales. «Así, estas estructuras sólo afectan la serie post-herciniana, del Keuper al Oligoceno. Ellas, por otra parte, implican una traslación horizontal importante hacia el norte de la serie despegada al nivel del Keuper; y, finalmente, estas estructuras se organizan paralelamente a los umbrales paleogeográficos que, durante el Secundario y principios del Terciario, bordearían las cuencas sedimentarias. Dichas estructuras parecen constituir una tectónica de cobertera.»

Esta zona del Bajo Aragón presenta varias alineaciones con estructuras cabalgantes y vergentes al norte, arqueadas con la concavidad mirando hacia el sur. Citemos el arco La Ginebrosa-Molinos-Ejulve, y el otro concéntrico, y más al norte, de Cañada-Alcorisa-Gargallo, y otro más interno Montoro de Mezquita-Castel de Cabra-Utrillas-Las Parras de Martín. Este tipo de tectónica lobulada resulta tanto más sorprendente cuanto que es



opuesta a la virgación que los grandes ejes estructurales sufren el empalme de la Ibérica con la Cordillera Prelitoral catalana. En nuestra opinión, se trataría de deslizamientos por despegue de la cobertera empujada hacia el norte. En Fuentespalda, el arco cabalgante de La Ginebrosa forma un ángulo casi recto con la alineación, también arqueada, de Beceite. Una falla de desgarre, desde luego, tiene que existir enterrada bajo el Mioceno más alto del río Tastavins.

Varias fases de plegamiento han actuado durante el desarrollo Mesozoico Terciario:

1. Fase áustrica, entre el Aptense y el Albense, datada en Utrillas.
2. Fase pre-estampiense; datada en Montalbán, F. pirenaica.
3. Fase post-estampiense y pre-aquitaniense. F. sálica.
4. Fase pre-Vindoboniense y post-Burdigaliense. Fase estírica 1.
5. Fase post-miocena.

Las mencionadas estructuras cabalgantes se desarrollarían durante la segunda y tercera, y en ellas se producirían rejuegos durante la cuarta, intramiocénica. El Mioceno del Ebro, en este sector del Bajo Aragón, tiende a fosilizar las estructuras.

Hacia el interior del Maestrazo, zona de Aliaga, Pitarque, Ejulve, Villaluengo, hay una interferencia de pliegues realmente notable. FALLOT y BATTALLER (1927) revelaron su existencia y manifestaron la opinión de que las dos alineaciones (N.-S. y ONO.-ESE.) se plegarían simultáneamente. HAHNE (1930) expuso la misma opinión. No obstante, no creemos que la cuestión esté resuelta, pues examinando detalladamente la disposición del plegamiento, y sobre todo los conglomerados que rodean la terminación periclinal del anticlinal de Aliaga, parece hacernos pensar (observaciones de VILLENA y RIBA) que los ejes N.-S. se desarrollaron primero que los del otro sistema.

Citemos, finalmente, la estructura de PUIG MORENO: Se trata de una estructura anticlinal muy suave, orientada de ONO. a ESE., que afecta al Mioceno Inferior, en cuya culminación aparecen dismantelados los tres afloramientos de Carbonífero. Evidentemente, aquí falta completamente la cobertera mesozoica. Eso parecía un argumento decisivo para apoyar la teoría de un «macizo del Ebro», en el que el zócalo herciniano estaría desprovisto de la cobertera mesozoica. Ahora bien, dicho anticlinal tiene un flanco norte casi vertical, lo cual nos revela una flexura que, en profundidad, puede ser una importante línea de fractura (es un semi-horst, como indica GROSS), y en superficie hay indicios de que se continúan más allá del río Guadalepe.

Ahora bien, los sondeos petrolíferos han cambiado esta hipótesis; en todos se ha encontrado la cobertera más o menos erosionada (ver ALMELA



y RIOS, 1960-1962; RIOS, 1958-1968). O quizá el «Macizo del Ebro» sólo se haya quedado reducido y confinado en este rincón del Bajo Ebro.

#### 4. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de la región puede descomponerse en dos etapas: un *ciclo herciniano*, con sus correspondientes fases sedimentaria, orogénica y magmática, que es el que ha condicionado la naturaleza y estructura del zócalo, y un *ciclo alpino*, al cual se debe la cobertera sedimentaria y el plegamiento de la Cordillera Prelitoral, así como la Depresión del Ebro y la Hoya de Mora.

##### 4.1. CICLO HERCINIANO

En esta Hoja el zócalo herciniano se reduce a unos pocos afloramientos limitados al ángulo nordeste, en el Priorato. Faltan, pues, los elementos que permitirían seguir la evolución del geosinclinal paleozoico en el que tuvo lugar la sedimentación por lo menos del Ordoviciense al Devónico (véase Hoja 9-5, Tarragona). Prácticamente, en el sector estudiado no hay más que el Carbonífero Inferior, cuyas características indican que durante este período las máximas profundidades de la cuenca sedimentaria se han corrido de norte a sur, pues es en esta zona donde se acumulan ahora los máximos espesores del Carbonífero de facies culm, unos 800 metros, mientras que en el norte de los Catalánides no rebasa unos pocos centenares de metros (ASHAUER y TEICHMÖLLER, 1935). Además, en Almoñester reposa discordante sobre su yacente, lo que hace presumir la existencia de la fase bretónica de plegamiento, apenas insinuada en el sector norte (véase Hoja 10-4, Barcelona). A las fases siguientes, sudética o astúrica, se deberían el plegamiento del propio Carbonífero y posteriormente la intrusión granítica del Priorato, similar por sus características al gran batolito de la parte septentrional de los Catalánides.

Luego la cordillera herciniana fue arrasada antes de principiar el Secundario, pues las areniscas y conglomerados del Buntsandstein en todas partes descansan sobre una penillanura perfecta a la cual fosilizan (SOLE, 1939).

##### 4.2. CICLO ALPINO

Empleza con la sedimentación del Buntsandstein, terreno que debió cubrir, enteramente, hasta aproximadamente el curso del Besós, el macizo herciniano peneplanizado de los Catalánides. Desde ahora la nueva cuenca secundaria mesozoica se alargará de NE. a SO., entre el llamado macizo

del Ebro, que se extiende por el oeste ocupando la mayor parte de la actual depresión terciaria de igual nombre, y por el este quedaría limitada por el hipotético macizo catalano-balear, extendido por el actual Mediterráneo occidental. En la referida cuenca sedimentaria se empezaría a diferenciar desde buen principio surcos o cuencas más profundos separados por umbrales someros, rasgo que se irá acentuando en el transcurso del Secundario. Según LLOPIS (1947, p. 61), uno de estos accidentes sería el umbral de Francolí, extendido desde las Montañas de Prades al cabo de Salou, el cual separaría en los Catalánides la cuenca sedimentaria norte de la del sur, esta última mucho más profunda. Pero VIRGILI (1958) niega su existencia en el Triás.

La primera de estas cuencas fue tan sólo invadida local y episódicamente por el mar del Lías Inferior (?) y sobre todo por el del Cretáceo Inferior (Aptense). En cambio, en la del sur la sedimentación fue continua en su parte más profunda durante todo el Mesozoico y en ella se hallan bien representados el Lías, Jurásico Inferior y Superior y Cretáceo Inferior y Superior.

Como en toda la Península, el momento máximo de la transgresión triásica se produce en el Muschelkalk, durante el cual, no obstante, tiene lugar la ligera oscilación regresiva del Anhydritgruppe, con sus areniscas y margas rojas yesíferas que separan los dos tramos calizos del Muschelkalk, lo cual indica que incluso durante esos momentos las aguas fueron de escasa profundidad y la sedimentación tenía lugar en la plataforma continental. Con el Keuper se inicia una regresión franca, representada por facies lagunares con yesos y margas abigarradas.

La regresión se interrumpe con la transgresión del Lías Inferior (Retienese?), a la que se deben las brechas calcáreo-dolomíticas de la base. Con ella los mares del Lías avanzan hacia el norte, pero progresan menos que las aguas del Triás, ya que la cuenca sedimentaria de los Catalánides se halla localizada ahora en la cubeta situada al sur del umbral del Francolí. Los límites del mar del Lías Superior se encuentran en las Montañas de Prades y el cabo de Salou, de posición periférica similar respecto a los bordes septentrionales de la cuenca sedimentaria. Análogamente ocurre durante el Jurásico Inferior, en el Bajociense-Batoniense, representado en las Montañas de Prades por un delgado espesor de calizas y dolomías brechoides en las que incluso puede estar representado el Calloviense. En cambio, más al sur, en las sierras de Llavería, Tivissa y Cardó, estos terrenos son mucho más potentes y de facies calcáreomargosa, y en la última de estas sierras todavía existen encima sedimentos atribuibles al Jurásico Superior, aunque imperfectamente datados y predominantemente dolomíticos. No es hasta el otro lado del Ebro o en su ribera inmediata en donde el Jurásico Superior se halla completo y bien representado; pero incluso en el interior de los Puertos de Tortosa se puede seguir la evo-



lución paleogeográfica de los límites de la cuenca sedimentaria jurásica. Así, el Portlandense sólo se encuentra al O. del macizo del Caro y desaparece al acercarse por el norte a los bordes del macizo del Ebro.

La transgresión máxima corresponde sin duda al inicio de la fase transgresiva liásico-jurásico o quizá al Lías Superior. A partir de entonces se va produciendo una lenta retracción de los mares de la época hacia los fondos de mayor profundidad, situado en el sector SO. de los Puertos de Beceite. Al final del Jurásico, en el Kimmeridgense-Portlandense, la regresión es ya general y alcanza a buena parte del macizo de los Puertos o está representada por aguas de muy escasa profundidad, dulces o marinas, con Carofitas, Dasicladáceas, etc.

Al llegar los tiempos cretáceos la regresión prosigue, de forma que el Neocomiense alcanza todavía menos extensión superficial y únicamente en el borde sur de los Puertos, con facies continentales (Weáldico), las cuales más al SO. pasan a facies marinas. La regresión se interrumpe con la llegada del Barremiense, con aguas todavía de escasa profundidad que se extienden sobre una superficie llana costera, dando lugar a un régimen de marismas y lagunas en donde se depositan arcillas, rápidamente laterizadas en los momentos de regresión, y calizas con Carofitas y Algas de agua dulce o marinas. La progresión del agua avanza, con alguna oscilación, unos 20 kilómetros, hasta el pie del macizo del Ebro, sobre las calizas emergidas y carstificadas del Jurásico, en cuyas cavidades kársticas se rellenan de bauxita. Los límites del Barremiense pueden reconstruirse fácilmente en Beceite y Fuentespalda. Ya en el Aptense el mar invade toda la zona de los Puertos, sierra de Cardó y llega al cabo de Salou. Pero no alcanza las montañas al este del Ebro (Prades, Cavalls, etc.), ya que la cuenca aptense tiende a extenderse por el sector más meridional de esta parte de la Cordillera Prelitoral.

Con el Albense se inicia una nueva regresión. Las zonas con depósitos de esta edad quedan limitadas al sector SO. de los Puertos de Tortosa y el resto está emergido. En las zonas pantanosas se originan lignitos, y el resto son sedimentos arenosos (capas de Utrillas), pero hacia el SO. se intercala en ellos alguna capa marina.

La nueva transgresión cenomanense recupera tan sólo una parte del territorio ocupado por los mares del Aptense, el sector occidental, mientras el oriental de los Puertos continúa emergido. Además, pronto empieza a retirarse hasta localizarse exclusivamente en los surcos relativamente profundos que ahora se encuentran más al Norte, ya que el Turonense-Senonense solamente se ha reconocido en la mitad septentrional del macizo montañoso. Con ello se anuncia la emersión decisiva de las sierras, pues los pisos más altos del Cretáceo Superior son continentales y solamente aparecen en la parte septentrional de la cordillera representados por las facies rojas del Garumnense.



Es que va a producirse ahora un hecho fundamental concomitante con el plegamiento de la cordillera y que representará un cambio total de las características paleogeográficas de los Catalánides: el hundimiento del antiguo macizo del Ebro, el cual va a convertirse en una cuenca sedimentaria interior que precede de poco al plegamiento de la cordillera. La transformación en el sector norte de los Catalánides se inicia al comenzar el Eoceno, de forma que la transgresión del mar eocénico se hace desde el norte y avanza hacia el sur, pero no rebasa la parte central de la cordillera, rozando el norte de la provincia de Tarragona. El hundimiento, lo mismo que luego el plegamiento, progresa de norte a sur y no llega al sector abarcado por la Hoja hasta el Oligoceno, y para algunos autores (ASHAUER y TEICHMÖLLER) incluso hasta el Mioceno Inferior.

En la nueva cuenca interior —extendida entre los Catalánides, que empiezan a emerger, los Pirineos, recién formados, y la Cordillera Ibérica— tendrá lugar ahora una sedimentación de tipo continental o lacustre, predominantemente detrítica en los bordes de las cordilleras acabadas de formar y activamente erosionadas. Pero las capas basales de la formación terciaria son, en nuestro sector, todavía depósitos finos, arcillosos, de tipo laterítico (explotados en Pinell, etc., como tierras refractarias), atribuibles al Oligoceno. Por eso hay que concluir que, en el momento de su deposición, la arruga montañosa que había empezado a surgir tenía todavía escaso relieve, el cual iría acentuándose progresivamente, según indican las gruesas masas de conglomerados, cada vez más potentes, que siguen a las capas finas basales. Al propio tiempo, la ola orogénica avanza hacia la prefosa o Depresión del Ebro y afecta a los depósitos terciarios inferiores, los cuales, bajo la presión de los pliegues marginales de la cordillera, se ondulan o levantan hasta la vertical, produciéndose en algunos sectores cobijuras del Secundario sobre el Terciario.

Todo el problema de la datación paleogeográfica y de la datación del plegamiento radica en la edad atribuida a este Terciario del borde de la depresión, mal precisada a causa de la ausencia de fósiles. Por eso su edad hay que interpretarla correlacionándola con la de yacimientos demasiado alejados (Tárrega, etc.), lo cual resulta expuesto; pues, como se ha visto, el hundimiento de la cuenca sedimentaria fue progresando hacia el sur desde el Eoceno al Mioceno, por lo que las capas terciarias de sus bordes —los conglomerados, por ejemplo— van siendo cada vez más modernos hacia el sur, siendo casi imposible precisar sus límites cronostratigráficos, orientados de este a oeste.

Según se ha visto hay que distinguir en este borde de la Depresión del Ebro dos Terciarios: uno considerado como Paleógeno, seguramente Oligoceno, afectado por el plegamiento alpino y de facies finas, y otro Neógeno, probablemente Mioceno, de facies grosera, que descansa en discordancia progresiva sobre el Paleógeno plegado. Las capas más elevadas

del Mioceno son horizontales y se prolongan hacia la zona plegada fossilizando los pliegues formados por el Secundario. La fase paroxismal del plegamiento está comprendida, pues, admitiendo esta cronología, entre el Oligoceno y el Mioceno, y es probablemente del Oligoceno Superior o pre-aquitaniense.

Después del plegamiento tiene lugar el hundimiento de las depresiones de Mora, Tortosa y del Bugar, provocado por fallas que en general cortan a la estructura, y que, por consiguiente, son posteriores a ellas. Seguramente se iniciaron en el mismo Mioceno, ya que las capas más superiores de esta formación penetran transgresivamente desde la Depresión del Ebro hasta dichas zonas deprimidas. Pero el hundimiento debió proseguir durante el propio Mioceno y más tarde, puesto que algunas fallas y dislocaciones afectan al mismo Mioceno del interior de dichas depresiones. En la depresión de Tortosa su evolución fue algo diferente, ya que se vio invadida por el mar pliocénico y los sedimentos de este período se hallan encajados en los miocénicos, los cuales habían sido previamente fuertemente excavados. En el Plioceno el río Ebro había ya iniciado, pues, la excavación de la depresión de su nombre, había ahondado la garganta epigénica de Benifallet y desembocaba junto a Cherta, a la salida de la montaña.

Durante el Cuaternario, con las oscilaciones glacio-eustáticas, se produce el ritmo alternante erosivo y sedimentario que da lugar a la formación de las terrazas del Ebro y sus tributarios. Pero en el sector vestibular del río, aguas abajo de Tortosa, estas terrazas desaparecen progresivamente bajo los aluviones actuales, y únicamente existe el gran manto de derrubios de origen crioclástico en el cual se halla encajado el gran delta del Ebro.

## 5. BIBLIOGRAFIA

- ALASTRUÉ, E.; ALMELA, A., y RIOS, J. M. (1957).—«Explicación del Mapa Geológico de la Provincia de HUESCA». Mapa Geol. de Esp., escala 1:200.000, *I. G. M. E.*, 1 vol., 253 pp., 2 láms., 44 figs. Madrid.
- ALASTRUÉ, E. (1953).—«Bibliografía geológica de la provincia de Zaragoza». *Rev. Ac. Ciencias de Zaragoza*. Serie 2, t. 8, fasc. 1, pp. 59-85. Zaragoza.
- ALMELA, A., y RIOS, J. M. (1947).—«Explicación del Mapa Geológico de la provincia de LERIDA». Mapa Geol. de Esp., esc. 1:200.000, *I. G. M. E.*, 193 p., 47 lám., 1 mapa geol. f. t. Madrid.
- ALMELA, A. (1956).—«El Maestrazgo y la Cordillera Litoral Catalana». *Mem. I. G. M. E.*, t. 57, pp. 129-160. Madrid.
- «El Cretáceo en España. II. El Mestrazgo y la cordillera litoral catalana». *XX Congr. Geol. Intern.*, México 1956, t. I, pp. 405-423, 1959.



- ALMELA, A., y RIOS, J. M. (1962).—«Structure d'ensemble des Pyrénées aragonaises et découvertes récentes dans cette région». *Livre à la mém. du Prof. P. Fallot*, t. 1, pp. 313-331, 3 figs. *Soc. Géol. Fr. Paris*.
- ASHAUER, R., y TEICHMÖLLER, R.—«Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens». *Abh. Gesells. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl.*, III Folge, Heft. 16, pp. 16-98, 48 figs., 3 láms., Berlín 1935. (Traducido por J. M. RIOS, *Publ. Extr. Geol. Esp.*, t. III, pp. 7-102, 48 figs. cor. y esq., 7 láms. pleg., map. y cort. Madrid, 1945.)
- BATALLER, J. R. (1963).—«El Calloviense de Abejuela (Teruel)». *Not. y Com. I. G. M. E.*, núm. 69, pp. 131-174, 3 figs., 4 fot., 4 láms. Madrid.
- «Sinopsis de las especies nuevas del Cretácico de España. Pars I, Tallophyta; II, Protozoa; III, Coelenterata-Porifera; IV, Coelenterata-Nidaria; V, Echinodermata; VI, Vermes; VII, Molluscoidea». *Mem. R. Acad. Cienc. y Art. de Barcelona*, vol. XXVIII, 1947, pp. 279-484, 238 figs. Barcelona.
- «Sur le Jurassique de la partie méridionale de la Catalogne (Puertos de Tortosa)». *Bull. Soc. Géol. France*, IV Ser., t. 26, 1926, pp. 101-116, 2 figuras. París.
- «El Jurásico de la provincia de Tarragona». *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, serie geol., núm. 29, 1922, 117 pp., 13 figs., 1 mapa pleg. Madrid.
- BAUZA, F.—«Reseña de las provincias de Tarragona y Lérida». *Bol. Com. Map. Geol. España*, t. III, 1876, pp. 115-123. Madrid.
- BIROT, P. (1960).—«Esquisse morphologique des Monts celtibériques orientaux». *Bull. de la Section de Géographie Univ. Comité des travaux historiques et scientifiques*, t. 72, pp. 101-130, 8 figs. París.
- BONNARD, E. G. (1959).—«Algunas observaciones sobre la carencia de Cretáceo en el borde meridional de la depresión terciaria del Ebro, entre Calanda y La Almunia de Doña Godina». *Not. y Com. del I. G. M. E.*, número 53, pp. 57-80, 1 fig. Madrid.
- (1959).—«Los accidentes de la parte meridional de la Depresión del Ebro». *Not. y Com. del I. G. M. E.*, núm. 53, pp. 81-86, 2 láms. Madrid.
- BRINKMANN, R. (1960-1962).—«Aperçu sur les chaînes Ibériques du Nord de l'Espagne». *Livre à la Mem. Prof. Fallot*, t. 1, pp. 291-299, 5 figs. *Soc. Géol. Fr. Paris*.
- BULARD, P. F. (1966).—«Sur les facies et l'extension du Jurassique supérieur au Sud de Saragosse (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 263, páginas 220-223.
- BULARD, P. F., y CANÉROT, J. (1969).—«La transgression du Crétacé inférieur sur le substratum jurassique dans la haute vallée du Rio Mata-rriña (prov. de Teruel, Espagne)». *Bull. Soc. Hist. Nat. de Toulouse*, tomo 105, pp. 365-373, 2 figs. Toulouse.
- BUROLLET, P. F.; DUVAL, B., y MAGNIER, PH. (1968).—«Remarques au Jurassique du Sud du fossé de l'Ebre (Espagne)». *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 93, pp. 121-128. Toulouse.



- CANÉROT, J. (1968).—(Sur le Crétacé de la region d'Uldecona et ses variations dans l'extrémité méridionale des chaines catalanes (Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, pp. 114-115. Paris.
- (1967).—«Le Crétacé supérieur dans le Bas Aragón et le Maestrazgo (Espagne)». *C. R. S. Soc. Géol. Fr.*, 8, pp. 345-346. Paris.
- (1967).—«Découverte de l'Albien marin et Paléogéographie du Crétacé dans le Maestrazgo nord-oriental (Espagne)». *C. R. S. Soc. Géol. Fr.*, pp. 182-183, 1 fig. Paris.
- (1968).—«Sur la tectonique du Maestrazgo nord-oriental (Espagne) et ses relations avec la paléogéographie du Crétacé et du Tertiaire». *C. R. S. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 1, pp. 10-12. Paris.
- (1968).—«Sur la stratigraphie et la paléogéographie du Crétacé inférieur de la région d'Ejule-La Zoma (province de Teruel, Espagne)». *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 104, núm. 3-4, pp. 444-448, 1 fig. Toulouse.
- (1969).—«La question de l'Utrillas dans le domaine Ibérique (Espagne)». *C. R. S. Soc. Géol. Fr.*, 1, pp. 11-12. Paris.
- (1969).—«Observations géologiques dans la région de Montalbán, Aliaga et Alcorisa (prov. de Teruel, Espagne)». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, VII serie, t. 11, pp. 854-861, 3 figs. Paris.
- CLOSAS MIRALLES, J.—«Las bauxites del NE. de España». *XIX Congr. Géol. Intern.*, sect. 12, fasc. 12, pp. 199-223, 9 figs. Alger, 1954.
- COMBES, P. J.—«Contribution à l'étude de la genèse des bauxites: Paléogéographie du Crétacé inférieur et bauxites dans le Maestrazgo nord-oriental (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 264, 1967, pp. 703-706. Paris.
- «Recherches sur la genèse des Bauxites dans le Nord de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France)». *Mem. C. Etudes et Rech. Géol. et Hydrol.*, Univ. Montpellier, t. III-IV, 1969, 335 pp., 71 figs., 1 mapa f. t., 16 láms.
- COMBES, P. J.; GLACON, G., y GRAMBAST, L.—«Observations stratigraphiques et paléontologiques sur le Crétacé inférieur du Nord-Est du Maestrazgo (Espagne)». *C. R. Soc. Géol. Fr.*, 1966, pp. 390-391. Paris.
- CRUSAFONT, M.; RIBA, O., y VILLENA, J. (1966).—«Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia (Huesca, río Formiga) y sus consecuencias geológicas». *Not. y Com. del I. G. M. E.*, núm. 83, pp. 7-14, 1 mapa. Madrid.
- CRUSAFONT PAIRÓ, M., y GOLPE POSSE, J. M. (1968).—«Los nuevos yacimientos de mamíferos del Eoceno español». *Bol. Geol. y Min.*, t. 79, fasc. 4, pp. 341-353. Madrid.
- CRUSAFONT PAIRÓ, M. (1969).—«Nuestros datos sobre el Aquitaniense del N. de la Provincia de Huesca». *Act. Geol. Hisp.*, t. 4, núm. 5, páginas 124-125. Barcelona.

- DUVAL, B. (1957).—«Etude géologique de la bordure sud de la fosse de l'Ebre dans la région d'Alcaniz». *Diplôme d'Etudes Supérieures*, Univ. de Dijon.
- FALLOT, P., y BLANCHET, F.—«Observations sur la faune des terrains jurassiques de la région de Cardó et Tortosa (Tarragona)». *Treb. Inst. Cat. Hist. Nat.*, vol. VI (1921-22), pp. 73-263, 13 figs., 13 láms. Barcelona, 1923.
- FALLOT, P., y BATALLER, J. R. (1926).—«Sur l'allure d'ensemble et sur l'âge des plissements dans les montagnes du Bas Aragon et du Maestrazgo». *C. R. Ac. Sc.*, t. 182, pp. 398-400. Paris.
- (1926).—«Sur la tectonique des Montagnes entre Montalbán et le littoral de la Province de Castellón (Espagne)». *C. R. Ac. Sc.*, t. 182, páginas 275-277. Paris.
- (1926).—«Sur la tectonique de la bordure meridionale du bassin de l'Ebre et des montagnes du littoral méditerranéen entre Tortosa et Castellón (Espagne)». *C. R. Ac. Sc.*, t. 182, pp. 226-228. Paris.
- (1927).—«Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y el Maestrazgo (Espagne)». *Mem. R. Ac. Sienc. y Art. Barcelona*, t. 20 (8), 143 pp., 46 figs., 7 pls., 1 mapa. Barcelona.
- (1927).—«Sur la bordure nord-est du Massif-crétacé du Bas Aragon». *C. R. Ac. Sc.*, t. 184, núm. 24, pp. 1467-1469. Paris.
- (1931).—«Observations du sujet de divers travaux récents sur le Bas Aragon et la Chaîne Ibérique». *Inst. Cat. Hist. Nat.*, vol. 31, pp. 49-59. Barcelona.
- FALLOT, P. (1934).—«Sur les connexions de la chaîne ibérique». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. 33, pp. 382-387, con un mapa. Barcelona.
- FAURA i SANS, M.—«Explicació de la fulla núm. 43: «Les Goles de l'Ebre». Servei Mapa Geològic de Catalunya». *Esc.* 1:100.000, 61 pp., 24 figs. Barcelona, 1923.
- «Mapa Geològic de Catalunya. Full. 44, «Tortosa». Barcelona, 1923.
- «Epoca de formació de les argiles refractàries del Pinell, provincia de Tarragona». *Butll. Agrup. Exc. Reus*, III (1917), pp. 65-72, 1 lám. Reus.
- FAURA y SANS, M.; FALLOT, P., y BATALLER, J. R.—«Observations au sujet de la stratigraphie des terrains jurassiques de la chaîne de Cardó (Prov. de Tarragona)». *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXI, 1921, pp. 118-130, 2 figs., 8 láms. Barcelona.
- GAUTIER, F., y MOUTERDE, R. (1964).—«Lacunes et irregularité des dépôts à la limite du Jurassique inférieur et du Jurassique moyen de la bordure Nord des chaînes ibériques (Espagne)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 258, pp. 3064-3067, 1 fig. Paris.
- GAUTIER, F., y MONGIN, D. (1965).—«Observations stratigraphiques et paléontologiques sur le Wealdien de l'Est de la prov. de Teruel (Espagne)». *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 2 ser., t. 37, pp. 192-197, 1 lám., 1 tabl. Paris.



- GAUTIER, F. (1968).—«Sur la stratigraphie et les facies du Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur au Nord de Teruel (Espagne)». *C. R. S. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 2, pp. 43-44. París.
- GEYER, O. F. (1963).—«Beiträge zur stratigraphie und Palaontologie des Jura von Ostspanien. I.—Eine Ammoniten.—Fauna aus dem unterkimeridgium der Sierra de Montenegro (W.SW. Tortosa, prov. Tarragona)». *N. Jb. Geol. Paläontol., Abhdlg.*, t. 118, núm. 2, pp. 182-196, 1 fig., 2 pls. f. t. Stuttgart.
- GOMBAU, J.—«Reseña físico-geológica de la provincia de Tarragona». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, vol. IV, 1877, pp. 181-250, lám. f. t. con mapa geol. Madrid.
- GONZALEZ LASALA, J. (1856).—«Nota sobre el combustible de Mequinenza». *Rev. Minera Ser. A.*, t. VII, p. 561. Madrid.
- (1966).—«Paläozoikum und Tertiär am Puig Moreno (prov. Teruel, Spanien)». *N. Jb. Geol. Paläontol. Mh.*, vol. 9, pp. 554-562, 3 figs. Stuttgart.
- (1968).—«Das Tertiär im südwestlichen Ebro-Becken». *N. Jb. Geol. Paläontol. Abh.*, t. 131, núm. 1, pp. 23-32, 5 láms. Stuttgart.
- HAHNE, C.; RICHTER, G., y SCHROEDER, E. (1930).—«Zur Tektonik der Keltiberischen Ketten». *Abhand. d. Gesell. d. Wiss. z. Göttingen Math.-Phys. Kl.*, N. F., t. XVI, núm. 3, pp. 571-748, 6 láms., 36 figs. Trad. en publ. alem. sobre geol. España, t. II, pp. 7-50, v. IX, pp. 61-142, v. IV, pp. 234-295. Madrid.
- «Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in den Provinzen Teruel, Castellón und Tarragona (Spanien)». *Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellschafts.*, 1930, t. 82, pp. 79-112, 7 figs. Berlin. Traducido por San Miguel, M. *Publ. alem. sobre geol. España*, vol. II, pp. 51-97, 7 figs., Cons. Sup. Inv. Cienc. Madrid, 1943.
- HERENGAR, L.—«Contribution à l'étude des Spongiaires du Jurassique et du Crétacé de Catalogne». *Trav. Lab. Geol. Univ. Grenoble*, t. XXIII, 1942, pp. 143-192, 13 figs., 4 láms. Grenoble.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA.—Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000. Memoria explicativa de la Hoja núm. 522 (Tortosa-Tarragona). 61 pp., 6 figs., 19 láms. Madrid, 1929.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA.—Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Memoria explicativa de la Hoja núm. 494, Calanda (Teruel). 76 pp., 14 fotos, 1 mapa, 1 lám. corte. Madrid, 1956.
- LANDERER, J. J.—«Monografía paleontológica del piso Aptico de Tortosa, Cherta y Benifazá», 60 pp. Madrid, 1872.
- «El piso Tenénico (Urgo-Aptico) y su fauna». *An. Soc. Hist. Nat.*, t. III, 1874, pp. 345-386. Madrid.
- «Ensayo de una description del piso tenénico». *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. VII (1878), pp. 5-20. Madrid.



- LAPPARENT, A. F. DE.—«Niveau stratigraphique des bauxites d'Espagne». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 230, 1950, pp. 983-984.
- LLAMAS MADURGA, M. R. (1959).—«Las minas de sal gema de Remolinos (Zaragoza) y la geología de sus proximidades». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 57, pp. 34-40, 4 figs. Madrid.
- (1962).—«Estudio geológico-técnico de los terrenos yesíferos de la cuenca del Ebro y los problemas que plantean en los canales». *Bol. Serv. Geol. O. P.*, núm. 12, 192 pp., 38 figs., 45 fotos. Madrid.
- LLOPIS LLADO, N.—«Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides». *C. S. I. C.*, Inst. «Lucas Mallada», 372 pp., 40 figs., 18 láms. pleg. f. t., 20 láms., 1 hijo pleg. f. t. Madrid, 1947.
- LLORENS, TOMAS.—«Els minerals de Catalunya». *Treb. Inst. Cat. Hist. Nat.*, vol. V., 1919-1920, pp. 129-357, 37 figs. Barcelona.
- MALLADA, L.—«Reconocimiento geográfico-geológico de la provincia de Tarragona». *Bol. Com. Map. Geol. España*, vol. XVI, 1889, pp. 1-175, 7 figs., lám. con mapa geol. Madrid.
- MARCET RIBA, J.—«Estudio mineralógico de las augitas egrínicas del Valle de Alfara (Tarragona)». *N. y Com. I. G. M. E.*, núm. 63, 1961, pp. 5-65, 42 figuras, 2 lám. Madrid.
- MARIN, A. (1945).—«La Depresión del Ebro. La tectónica y los yacimientos minerales». *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 57, pp. 7-57. Madrid.
- MENSUA, S. (1964).—«Sobre la génesis de los glaciares del Valle del Ebro y su posterior evolución morfológica». Vol. «Aport. al XX Congr. Geogr. Int. pp. 191-195. Zaragoza. Inst. «J. S. Elcano».
- MORENO DE CASTRO, E.—«Presencia del *Nannoconus wasselli* BRONNI MANN en el Aptiense del Perelló, provincia de Tarragona, España». *Rev. Esp. de Micropaleont.*, I, pp. 195-203, 1 fig., 3 láms. Madrid, 1969.
- MORET, L., y HERENGAR, L.—«Spongiaires jurassiques et crétacés de Catalogne». *C. R. S. Soc. Géol. France*, 1932, pp. 31-33. París.
- MOTTA, F., y ROCH, E.—«Bauxites d'Espagne: Observations et interpretations». *Acta Geológica*, t. VII, 1962, fasc. 3-4, pp. 285-291. Budapest.
- MOULIN, P. (1960).—«Contribution a la connaissance géologique de la région de Montalbán, prov. de Teruel (Espagne)». *Thèse. Fac. Sc. Bordeaux*, 74 pp., 14 pls. en litt.
- PANZER, W. (1926).—«Talentswicklung und Eiszeitklima im Nordöstlichen Spanien». *Abh. de Senckenber. Naturforsch. Gesell.*, t. 39, h. 2, pp. 141-182, 20 figs. Frankfurt A. M. «El desarrollo de los valles y el clima de época cuaternaria en el NE. de España». *Trad. de C. V. «Est. Geogr.»*, (1948), pp. 79-130, 20 figs. Madrid.
- PINILLA NAVARRO, J. A. (1966).—«Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca terciaria del Ebro». *Mem. Doct. Fac. Farm. Univ. de Madrid*, 330 pp., 23 figs., 10 fotos.

- (1968).—«Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca terciaria del Ebro». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 66, pp. 207-218. Madrid.
- PINILLA, A.; RIBA, O., y PEREZ MATEOS, J. (1968).—«Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca del Ebro». *Brev. Geol. Astúrica*, vol. 11, núm. 1-4, pp. 145-148. Oviedo.
- PINILLA NAVARRO, A., y PEREZ MATEOS, J. (1968).—«Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca terciaria del valle del Ebro. III. Mineralogía de las fracciones gruesas de los sedimentos». *Anal. Edaf. y Agrob.*, t. 27, pp. 593-618, 10 fotos, 11 tabs., 3 figs. Madrid.
- PORTA, J. DE.—«Deux nouveaux étages dans le Jurassique du Cap de Salou (Espagne)». *C. R. S. Soc. Géol. France*, 1958, pp. 180-181. Paris.
- QUESADA GARCIA, A. (1964).—«Bosquejo geológico de la zona de yacimientos caolínicos entre Cerollera y Los Olmos (Teruel)». *Not. y Com. I. G. M. E.*, núm. 75, pp. 57-70. Madrid.
- QUIRANTES, J. (1969).—«Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros». *Tes. Doct. Univ. de Granada. Edic. Depto. Sed. y Suelos, C. S. I. C. Zaragoza*.
- RAT, P.—«Sur les faciès du Crétacé inférieur dans l'Est du domaine pyrénéen». *C. R. V<sup>e</sup> Congr. Intern. Et. Pyr.*, Jaca-Pamplona 1966, ronéot., 13 pp., 1 figura.
- RIBA, O. (1949).—«Bibliografía geológica y bibliográfica de la provincia de Teruel». *Rev. Teruel, C. S. I. C.*, t. 1, pp. 1-88. Teruel.
- RIBA, O., y MACAU, F. (1962).—«Situación, características y extensión de los terrenos yesíferos en España». *I Coloquio internacional sobre las O. P. en los terrenos yesíferos. Serv. Geol. de O. P.*, 33 pp., 1 fig., 1 mapa en col. Madrid.
- RIBA, O., VILLENA, J., y DESVALLIÈRES, T. (1966).—«Nota sobre la presencia de terrenos de edad carbonífera en la parte oriental del Macizo de Montalbán». *Act. Geol. Hisp.*, a. 1, núm. 2, pp. 5-6. Barcelona.
- RIBA, O., VILLENA, J., y QUIRANTES, J. (1967).—«Nota preliminar sobre la sedimentación en paleocanales terciarios de la zona de Caspe-Chi-prana (prov. de Zaragoza)». *Anal. Edaf. y Agrob., C. S. I. C.*, t. 26, pp. 617-634. Madrid.
- RICHTER, G., y TEICHMÖLLER (1933).—«Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten». *Abh. des Ges. der Wiss. zu Götting., Math.-Phys. Kl.*, III F., H. 7, 118 pp., 56 figs., 3 láms., 2 maps. Berlín.
- RIOS, J. M., y ALMELA, A. (1951).—«Estudios sobre el Mesozoico del borde meridional de la cuenca del Ebro». *I. G. M. E., Libro Jubilar*, t. 2, pp. 245-380, 30 figs., 7 láms.
- RIOS, J. M. (1959).—«Algunas consideraciones acerca del enjuiciamiento del valle del Ebro en sus posibilidades petrolíferas». *Not. y Com. IGME*, núm. 53, pp. 107-148, 5 figs. Madrid.



- (1958-1968).—«Relación de los principales sondeos para investigación de petróleos llevados a cabo en España desde 1939». *Not. y Com. del IGME*, núms. 50, pp. 47-73; 59, pp. 133-166; 63, pp. 67-102; 66, pp. 143-188; 70, pp. 147-200; 75, pp. 183-233. Madrid.
- ROSELL SANUY, J., y VIA BOADA, L. (1967).—«Estudio geológico de los alrededores de Beceite (Teruel)». *Not. y Com. IGME*, núm. 101-102, páginas 5-20. Madrid.
- ROSELL SANUY, J.—«Nota sobre la estratigrafía del Jurásico-Cretácico del extremo meridional de los Catalánides (Zona Beceite-La Cenia)». *Estudios Geológicos*, vol. XXII, 1966, pp. 171-179. Madrid.
- SAEFTEL, H.—«Palaeogeographie des Albs in den Keltiberischen Ketten Spaniens». *Zeit. D. Geol. Ges.*, Bd. 111 (1959), pp. 684-771. Hannover. Trad. esp. en *Not. y Com. IGME*, núm. 63, pp. 163-192, 1961. Madrid.
- SAENZ, C. (1931).—«Notas acerca de la distribución estratigráfica del Terciario lacustre en la parte septentrional del territorio español». *Conf. Sind. Hidrográfica del Ebro*, núm. 36, pp. 3-29, 14 fotos, 1 mapa. Zaragoza.
- (1954).—«Nouvelle synthese stratigraphique et tectonique du Tertiaire continental espagnol (Résumé)». *Congr. Géol. Int. Alger*, 1952, sect. 13, número 1, pp. 287-288. Argel.
- SAENZ GARCIA, C. (1942).—«Estructura general de la cuenca del Ebro». 1.ª Reunión de Est. Geogr. celebr. Univ. de Verano de Jaca, 1941. *C. S. I. C.*, Inst. «J. S. Elcano», pp. 235-255, 1 corte, 1 mapa geol., Est. Geográf., 3, número 7, pp. 249-269. Madrid.
- SAN MIGUEL ARRIBAS, A.—«Estudio de la región volcánica del bajo Ebro». Inst. «Lucas Mallada», 224 pp., 40 figs., 60 láms. y un mapa geol. Madrid, 1950.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M.—«Nota sobre las rocas de las minas del Priorato (Tarragona)». *Mem. R. Acad. Cienc. y Art. de Barcelona*, III época, vol. XVI, 1920, pp. 311-326, 8 láms. Barcelona.
- «Geología de las bauxitas españolas». *R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. extraordinario homen. E. Hernández Pacheco, pp. 579-607, 4 figs., 2 dpl., f. t. Madrid, 1954.
- SCHRIEL, W.—«Der geologische Bau der katalonischen Küstengebirge zwischen Ebromündung und Ampurdán». *Abh. Gesells. Wiss. Göttingen, Math.-Phy. Kl.*, Bd. 14, 1929, pp. 62-141, 29 figs., 11 láms. Berlín. Trad. por San Miguel de la Cámara: *Publ. Alem. Geol. Esp.*, t. I., pp. 103-168, 20 figuras, 1 map., 1 lám. cortes geol., 9 lám. fotos. Madrid, 1942.
- SCHROEDER, R.—«Grundlagen einer Orbitoliniden Biostratigraphie des tieferen Urgons im pyrenaischen Kantabrischen Grenzgebiet (Nordspanien)». *N. Jb. Geol. Paläontol.*, Monatsh. núm. 6, pp. 320-326, 1963. Stuttgart.
- «Orbitoliniden-Biostratigraphie des Urgons nordöstlich von Teruel (Spa-



- nien)». *N. Jb. Geol. Paläontol., Monatsh.* núm. 8, pp. 462-474, 4 figs., 1964. Stuttgart.
- «Les connaissances acquises sur les Orbitolinidae rencontrés dans le Crétacé inférieur du sudouest de l'Europe». *Mém. Bureau. Rech. Geo. Min.*, número 34, pp. 525-530, 1 fig., 1965. París.
- SOLÉ SABARIS, L.; MACAU, F.; VIRGILI, C., y LLAMAS, M. R.—«Sobre los depósitos pliocénicos y cuaternarios del bajo Ebro». *Mem. Com., Inst. «Jaime Almera»*, II ser., t. I, 1965, pp. 83-92, 2 figs. Barcelona.
- SOLÉ SABARIS, L.—«Le quaternaire marin des Baléares et ses rapports avec les cotes méditerranéennes de la Péninsule Ibérique». *Quaternaria*, vol. VI, 1962, pp. 309-342, 11 figs. Roma.
- (1953).—«Terrazas cuaternarias deformadas en la cuenca del Ebro». *Mem. R. Ac. Cienc. Art. Barcelona*, t. 31, núm. 7, pp. 239-259, 2 figs. Barcelona.
- SOLÉ SABARIS, L., en colab. con LLOPIS LLADO, N. (1951).—«Geografía Física, I parte, de la geografía de la Península Ibérica». (*Geogr. Universal de Vidal de La Blache y L. Gallois*), t. IX, 500 pp., 186 figs., 96 láms. Barcelona.
- TORRAS FOULON, A., y RIBA, O. (1967).—«Contribución al estudio de los limos yesíferos del centro de la depresión del Ebro». *Brev. Geol. Astúrica*, t. 11, núm. 1-4, pp. 127-140. Oviedo.
- TRUYOLS SANTONJA, J., y CRUSAFONT PAIRÓ, M. (1961).—«Consideraciones sobre la edad de yacimiento de vertebrados de Tárrega». *Not. y Com. del IGME*, núm. 61, pp. 99-108. Madrid.
- VIALLARD, P., y GRAMBAST, L.—«Présence de Crétacé supérieur continental dans la Chaîne Ibérique castillane». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 266, 1968, pp. 1.702-1.704. París.
- VILASECA, S.—«Contribució a l'estudi dels terrenys triassics de la provincia de Tarragona». *Treb. Mus. C. Nat.*, vol. VIII, 1920, 66 pp., 11 figs., 3 láms. fot., 1 lám. mapa geol., 1 cuadr. Barcelona.
- VILLALTA COMELLA, J. F. DE, y CRUSAFONT, M. (1947).—«Les gisements de mammifères du Néogène espagnol. V. Bassin de l'Ebre». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, núm. 13-14, pp. 256-259. París.
- VIRGILI, C.—«El Triásico de los Catalánides». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, t. LXIX, 1958, 858 pp., 96 figs. Madrid.
- WEISSER, D. (1959).—«Acerca de la estratigrafía del Urgo-Aptense en las Cadenas Celtibéricas de España». *Not. y Com. IGME*, núm. 55, pp. 17-22, 3 figs., 4 fotos. Madrid.