



IGME

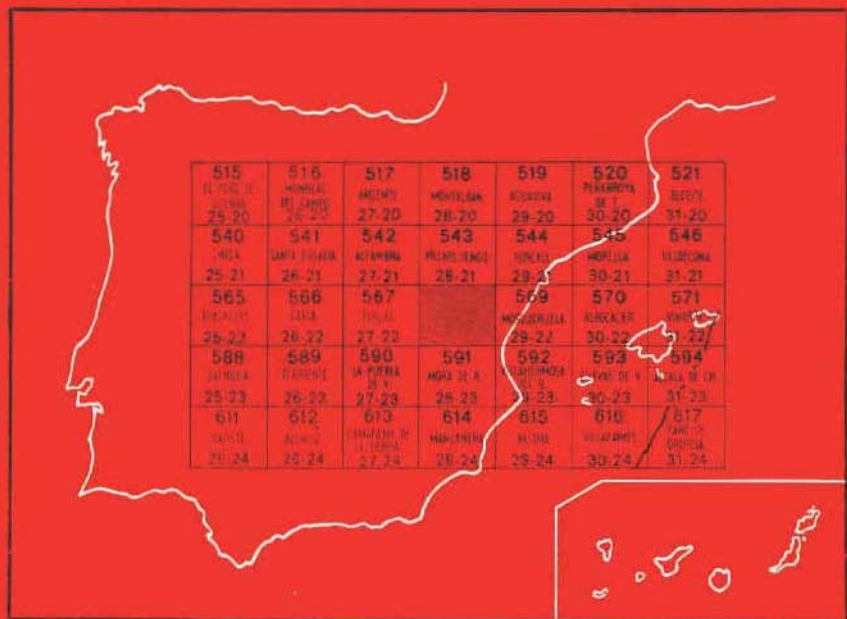
568**28-22**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALCALA DE LA SELVA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

ALCALA DE LA SELVA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en los mismos los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía y Memoria, Micropaleontología, Macropaleontología y Sedimentología*: Gautier, F., Lic. en Ciencias Geológicas.

Supervisión del IGME: Barroas, A.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 1.405 - 1981

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

1 ESTRATIGRAFIA

La región cubierta por la Hoja a escala 1:50.000 Alcalá de la Selva (núm. 568) presenta en afloramientos una serie sedimentaria que va, con lagunas de importancia variable, del Triás (Muschelkalk) al Cuaternario. Los terrenos mesozoicos (Triás, Jurásico, Cretácico), cuyo espesor máximo sobrepasa los 2.000 metros, constituyen el substrato de la mayor parte del territorio. De origen marino, o episódicamente continental, de naturaleza litológica variada y algunas veces fosilíferos, plegados y afectados de una intensa fracturación, hacen el estudio estratigráfico delicado. Forman las montañas y las altiplanicies, difícilmente penetrables que ocupan la casi totalidad del dominio considerado. Las formaciones terciarias (Mioceno Superior) y cuaternarias se presentan por el contrario como simples placas y no ocupan más que extensiones muy reducidas. Su naturaleza y la ausencia total de fósiles son poco propicios al establecimiento de una estratigrafía segura y precisa.

1.1 TRIAS

Las formaciones triásicas constituyen los niveles más antiguos de la región estudiada; sus afloramientos están localizados sobre el eje del anticlinal de Alcalá de la Selva, donde se estrechan en una banda alargada, pinzada entre las formaciones jurásicas, desde las proximidades del pueblo de Alcalá de la Selva hasta las proximidades de Monteagudo del Castillo.

En ausencia del Buntsandstein, que no llega a aflorar, el Triás está representado en superficies por dos de sus términos: el Muschelkalk y el Keuper. Colocados en situación tectónica completa se presentan siempre incompletos, incluso en los cortes donde están mejor representados.

1.1.1 MUSCHELKALK (T_{G2})

El Muschelkalk se presenta siempre en afloramientos estrechos de capas subverticales, algunas veces invertidas; la base de este piso no es nunca visible; su parte superior (paso al Keuper) no aparece netamente más que en las proximidades de Alcalá de la Selva. Los diferentes techos y muros de los afloramientos corresponden generalmente a límites tectónicos.

El corte más completo puede ser establecido sintéticamente en el barranco afluente del río Alcalá, inmediatamente al norte del pueblo de Alcalá; la serie visible de Muschelkalk se repite allí cuatro veces por fallas, dos veces en serie normal y dos veces en serie invertida. Este corte es el siguiente, de la base al techo:

- 15 m. aproximadamente de dolomías en pequeños bancos grises o rojizos; los niveles superiores son más arcillosos y vermiculados.
- 2 m. de calizas de aspecto masivo, que pasan a estratos regulares de 20 cm.
- 3 m. de arcilla dolomítica gris que pasa progresivamente a una dolomía arcillosa.
- 1,5 m. de dolomía arcillosa amarillenta.
- 0,4 m. de caliza oscura y dura.
- 3 m. de arcilla dolomítica hojosa gris, con intercalaciones de pequeños niveles calcáreos finos con *Lamelibranchios* (*Gervilleia*, *Myophoria*) y trozos de huesos.
- 1,5 m. de dolomía arcillosa amarillenta, en bancos con fractura astillosa de 20 a 30 cm.
- 2 m. de calizas azuladas en pequeños bancos bien estratificados con superficies vermiculares y escoriáceas.
- 10 m. de arcillas dolomíticas beiges y de dolomías grises o beiges.

El mayor espesor visible de Muschelkalk en los límites de la Hoja es de unos 40 metros; la ausencia de afloramientos mejores en las regiones próximas y de datos de sondeo no permite actualmente precisar la potencia real del piso en esta zona.

1.1.2 KEUPER (T_{G3})

La estratigrafía y el espesor exacto del Keuper son imposibles de determinar dentro de los límites de la Hoja, pues estos depósitos forman un asiento plástico, siendo estirados y laminados a lo largo del eje anticlinal eyectivo de Alcalá, entre las masas más rígidas del Muschelkalk y del Jurásico. Los contactos con estas dos formaciones son casi siempre contactos anormales, mecánicos.

Desde el punto de vista de facies, el Keuper muestra su aspecto caracte-

ristico de arcillas abigarradas, delgadas intercalaciones de dolomía escoriácea, amarillenta; de color generalmente rosa, rojo o malva, algunas veces gris, estas formaciones arcillosas incluyendo pasadas de yeso de espesor variable y, localmente, son ricas en pequeños cristales de cuarzo prismáticos bipiramidados.

1.2 JURASICO

Los terrenos jurásicos están bien representados en la mitad occidental de la región cubierta por la Hoja de Alcalá; forman los flancos abruptos y más o menos disimétricos del anticlinal alargado y estrecho que va de Alcalá a Monteagudo, prolongándose hacia el Norte en dirección de Ababuj.

1.2.1 LIAS INFERIOR Y MEDIO (J₁₁₋₁₃)

Encima de las arcillas versicolores del Keuper, que están en general limitadas hacia el techo por una superficie de despegue de importancia variable, el Lías está representado por un potente conjunto carbonatado que no se muestra fosilífero más que en su parte superior.

El Lías Inferior y Medio se inicia por un conjunto sin estratificación aparente, algunas veces vacuolar o cavernoso y muy fracturado de dolomías, carniolas y brechas dolomíticas. Esta formación corresponde a las «carniolas» de los autores antiguos. Está coronada por una serie más netamente estratificada de calizas dolomíticas y de calizas cristalinas, pasando progresivamente a calizas sublitográficas, con intraclastos, u oolíticas en bancos más delgados y con raras conchas o fragmentos de conchas de Lamelibranquios (Pholadomyas). Encima vienen algunos bancos regulares de calizas oscuras con pequeños Ostreoides silicificados, calizas cristalinas, algunas veces dolomíticas, con fragmentos de Crinoides y calizas bioclásticas grises con Braquiópodos o rojizas, ricas en Belemnites y Pecten.

El espesor total del Lías Inferior y Medio, difícil de calcular debido a la ausencia de un corte completo y fácilmente observable, es del orden de 150 m., los 50 primeros metros corresponden a la presencia de dolomías basales y los 20 últimos a las calizas más organógenas del Lías Medio (Cariense y Domeriense).

1.2.2 LIAS SUPERIOR-TOARCIENSE (J₁₄)

Encima de una superficie irregular frecuentemente ferruginosa, el Toarciense, con un espesor de unos 20 metros, está constituido por margas y margocalizas amarillentas con Braquiópodos y raros Ammonites que dan lugar a un pequeño replano a menudo visible en la topografía. Bajo el reborde occidental de la Muela 1662, donde el Toarciense se muestra ampliamente y está cortado por un pequeño barranco, hemos recogido: *Lobothyris punctata*

var. lata (DUBAR), *L. subpunctata* (DAVID), *L. subpunctata var. hispanica* (DUBAR), *Magellania jauberti* (DESL.), *M. jauberti cf. var. leymeriei* (DUBAR), *M. jauberti var. pirenaica* (DUBAR), *M. jauberti var. depressa* (DUBAR), *Terebratula davidson* (HAIME), *Homeochoynchia meridionalis* (DESL.), *H. cf. cynocephala* (RICH), *Stolmorhynchia bouchardi* (DAVID), *S. bouchardi cf. var. rustica* (DUBAR), *Rhynchonella vasconcellosi* (CHOF.), *S. bouchardi cf. var. penichensis* (CHOF.), *S. bouchardi cf. var. calva* (DUBAR), *Hildoceras bifrons*, *Lima sp.*, Políperos simples.

El Toarciense presenta una potencia sensiblemente constante a lo largo del anticlinal; es preciso hacer notar su ausencia aparente en el afloramiento próximo a Alcalá, donde, por razón de una tectónica más acusada, las capas blandas del Lías Superior han sido estiradas y completamente laminadas entre su muro y su techo más competentes y muy verticalizados.

1.2.3 DOGGER-OXFORDIENSE (?) (J₂₋₃₁)

Encima de los últimos niveles atribuibles al Toarciense, viene un conjunto de calizas gris-amarillentas en pequeños bancos bastante regulares; el espesor de esta formación es del orden de 50 metros; está constituida por calizas microcristalinas con fragmentos de Crinoides en la base, seguido de calizas con Microfilamentos y nódulos de sílex y, al techo, calizas con intraclastos y fragmentos de conchas y calizas oolíticas. En razón de similitudes de facies con regiones más meridionales, atribuimos estas capas al Dogger; pero, en ausencia de toda macrofauna y microfauna características, es imposible establecer, como en la vecina Sierra de Javalambre, una estratigrafía más detallada de estos niveles y poner en evidencia la existencia del Aalenense, Bajociense, Batoniense, Calloviense y de Oxfordiense. Con referencia a estos últimos pisos, no hemos observado en el anticlinal de Alcalá, ni los niveles de calizas rojizas con *Macrocefalites*, ni el horizonte típico de oolitos ferruginosos que caracterizan en otras zonas, de forma condensada, la totalidad del Calloviense, ni las calizas margosas con Espongiarios del Oxfordiense Superior. Es posible que exista una laguna total del Calloviense y del Oxfordiense en la región donde el Jurásico aflora entre Alcalá y Monteagudo e incluso en Ababuj más al Norte; esta laguna sería en todo caso de extensión geográfica bastante limitada puesto que el Calloviense y el Oxfordiense están bien representados en las regiones cubiertas por las Hojas de la Puebla de Valverde, de Camarena de la Sierra y de Manzanera; esto pudiera estar en relación con una reducción de potencia del conjunto del Jurásico Medio.

Las formaciones calcáreas del Dogger afloran a lo largo del flanco occidental del anticlinal de Alcalá y están afectadas de un buzamiento bastante importante; formando parte de las crestas de Tumborubio, que resaltan al oeste del pueblo de Alcalá. Laminadas, como la casi totalidad del Jurásico

en la parte meridional del flanco oriental, están casi horizontales más al Norte y forman las cornisas dominantes del anticlinal (cotas 1.662 en la Muela, cotas 1.640, 1.630). Están bien representadas sobre el flanco occidental, volcado hacia el Oeste, del anticlinal de Cerro Gordo, al NE de Monteagudo del Castillo.

1.2.4 KIMMERIDGIENSE INFERIOR (J₃₂¹)

Encima de las calizas del Jurásico Medio, viene una serie monótona de un centenar de metros de espesor, de calizas sublitográficas gris-azulado, frecuentemente arcillosas en su parte basal, en pequeños bancos con fractura astillosa. Esta formación, en general fácilmente observable en la topografía al encontrarse entre los afloramientos más masivos, rocosos y a menudo más escarpados del Dogger y del Kimmeridgiense Superior, se manifiesta muy poco fosilífera; aparte de raros foraminíferos como *Ammobaculites cf. coprolithiformis* (SCHW), *A. aff. suprajurassicum* (SCHW), *Textularia*. En el anticlinal de Alcalá no ha dado más que un mal fragmento de Ammonites atribuido al género *Ataxioceras*; pero en la región continua del Pobo-Ababuj, nos ha suministrado *Ataxioceras sp.*, *Lithacoceras subachilles* (WEG), *Progonia rotiforme* (GEYER), *Ammonites* que nos permiten atribuir con toda certeza una edad Kimmeridgiense Inferior.

1.2.5 KIMMERIDGIENSE SUPERIOR (J₃₂₋₃₃²⁻³)

Encima de la serie regularmente estratificada del Kimmeridgiense Inferior viene una formación calcárea más masiva, con una potencia de unos 60 a 70 metros, que atribuimos al Kimmeridgiense Superior (es esta una formación que ha sido datada de Aptense por los autores de la vecina Hoja de Alfambra). Constituida en la base por un conjunto de bancos, de potencia variable, de calizas gris o beige, algo intraclásticas a oolíticas, separadas por pequeños lechos de margas hojosas amarillentas; en su mitad superior, las calizas se vuelven más masivas, y son a menudo groseramente intraclásticas y oolíticas o pisolíticas (oncolitos). De forma general, los bancos de mayor potencia están frecuentemente recorridos por juntas estilolíticas y bandeado de venas de calcita de importancia variable. La roca es rica en restos orgánicos (Gasterópodos, Lamelibranquios, Políperos, radiolas y caparzones de Equinidos y Ostrácodos), en Foraminíferos (*Alveosepta jaccardi* (SCHR), *Kornubia jurassica* (HENS), *Nautiloculina oolithica* (MOHL), «*Conicospirillina*» *basiliensis* (MOHL), Trocholinas, Textuláridos, Miliólidos) y en Algas (*Glypeina jurassica* (FABRE), Cayeuxia, nódulos de Cianophíceas).

El Kimmeridgiense Superior aflora bien, con un desarrollo constante (60-70 m.), sobre la totalidad del flanco occidental, abrupto, del anticlinal de Monteagudo-Alcalá (vertiente oeste de los macizos de Sarrejón, Majada Re-

donda, Cruz, Tumborrubio y Pinar). Es más difícil de observar sobre el flanco oriental de este anticlinal puesto que frecuentemente se encuentra recubierto y donde por razones tectónicas su extensión geográfica está limitada al sector septentrional. Se presenta en posición invertida en el Cerro Gordo y en San Cristóbal, al noreste de Monteagudo, aparentemente encima del Portlandiense detrítico y soportando encima las calizas del Kimmeridgiense Inferior (carretera de Monteagudo-Allepuz).

1.2.6 PORTLANDIENSE (J₃₃)

En el territorio considerado, el Portlandiense se presenta como una potente serie calcáreo-detrítica, cuya facies manifiesta la transición entre los depósitos marinos del Jurásico y los sedimentos deltaicos del Cretácico basal (facies Purbeckiense). No se excluye que los primeros términos de esta serie pertenezcan todavía al Kimmeridgiense, pero en ausencia de argumentos paleontológicos y por simples razones litológicas y cartográficas, hemos colocado el límite inferior del Portlandiense encima de los últimos bancos de calizas masivas del Kimmeridgiense. Para un observador no prevenido es fácil la confusión, dada la aparente semejanza de facies del Portlandiense con las formaciones cretácicas casi totalmente detríticas, que están sobre ellas (colores rojizos); esto explica el error que se ha cometido en los mapas geológicos antiguos, agrupando los dos conjuntos bajo el vocablo de Wealdiense, e incluso conjuntamente atribuidos al Triás. Una observación atenta y un conocimiento regional es suficiente para que, a simple vista, se evite la asimilación al Triás y para distinguir el conjunto inferior, jurásico (facies purbeckiense), del conjunto superior, Cretácico (facies wealdiense); pues el primero se caracteriza por la existencia, al menos en la base y en el techo, de numerosos niveles calcáreos claros (con microfauna portlandiense) entre horizontes arcillo-areniscosos de tintes grises y granates bastante pálidos y descoloridos, el segundo está esencialmente compuesto por niveles detríticos de tintes vivos, alternativamente arcillosos, verdes, rojizos o violáceos y areniscosos, blancos o amarillentos.

Por razones de orden geográfico (extensión de una parte de los afloramientos fuera de los límites de este mapa), tectónico (fallas, laminaciones cortando la formación) y estratigráficas (discordancia del Cretácico Inferior sobre términos diferentes del substrato), el Portlandiense no presenta corte alguno completo en la región estudiada. La serie más representativa ha sido realizada sobre el flanco oriental del anticlinal de Alcalá, a 2 km. aproximadamente al S-SO de Gúdar, en las proximidades del camino que pasa por la Masía de la Laguna Alta. De muro a techo, la sucesión es la siguiente:

- encima de las calizas, en bancos masivos del Kimmeridgiense, unos 60 a 80 m., alternancia de bancos calcáreos, con intraclastos oolíticos,

bioclásticos o areniscosos, con pequeños niveles areniscosos y de pasadas arcillosas areniscoso-micáceas, verdosas o rojizas.

- 20 m. de arcillas cuarzo micáceas rojas con delgadas intercalaciones de areniscas en plaquetas.
- 22 m. de arcillas cuarzo micáceas verdes y granates con finos bancos de calizas, gris claro, a veces con conchas.
- 12 m. de calizas en pequeños bancos con pátina fina, gris o beige, algunas veces ricas en fragmentos de Ostreidos.
- Unos 140 m., antes de llegar a las formaciones wealdicas discordantes, alternancia de niveles de espesor variable (0,5 a 6 m.) de arcillas arenosas gris-verdosas o granates, de areniscas arcillosas blancas o amarillentas y de calizas en pequeños bancos, a veces gris claro, finas y azoicas, algunas veces oscuras, oolíticas, intraclásticas, con restos carbonosos, huesos (Reptiles?) y conchas (Nerineas, Ostreidos y Políperos), con Foraminíferos (*Anchispirocyclina lusitanica* (EGG), *Nautiloculina oolithica* MOHL [Miliólidos] y Algas (*Actinoporella podolica* ALTHM, *Zergatella suprajurensis* EMB, *Salpingoporella*, *Thaumatoporella*).

El Portlandiense presenta, pues, una potencia del orden de 250 m. sobre el flanco oriental del anticlinal de Alcalá-Monteagudo-Ababuj, potencia verdaderamente inferior a su espesor real puesto que está recubierto en discordancia por los niveles lacustres del Hauteriviense-Barremiense basal. Es de notar que en la parte más meridional de este flanco, el Portlandiense se encuentra directamente en contacto con el Trías, sobre el cual parece flotar, Trías que ha perdido su covertera jurásica y forma el núcleo del anticlinal (Ejemplo: colina al Este del cruce de las carreteras de Alcalá-Allepuz).

El Portlandiense aflora bien igualmente sobre el flanco Oeste, pero se encuentra tectónicamente reducido en su parte superior. Constituye, por otra parte, la casi totalidad de los afloramientos de la cubeta que rodea los pueblos de Monteagudo y Cedrillas; su espesor visible es del orden de 150 m.

Los niveles superiores afloran ampliamente al oeste de El Castellar, de un lado y otro del camino de Valbona-Cedrillas; en la región que se extiende hacia el Oeste hasta la Sierra de la Caldera (Formiche Alto, río Mijares o Cedrillas), el Portlandiense, desarrollado en tres secuencias mayores, alcanza un espesor total del orden de 700 m. (secuencia inferior, calcáreo-detritica: 300 m.; secuencia media detritica: 280 m.; secuencia superior, calcáreo-detritica: 150 m.).

1.3 CRETACICO

Los terrenos cretácicos ocupan la mayor parte de la superficie de la Hoja (dos tercios aproximadamente, de los que la mitad está representada por el Cretácico Inferior y la otra mitad por el Cretácico Superior). Al final del largo episodio regresivo que comienza antes del final de los tiempos

jurásicos (Portlandiense) y perpetuado durante todo el Neocomiense —episodio que, contrariamente a las afirmaciones de los autores del mapa geológico vecino de la Hoja de Alfambra, marca una importante discontinuidad en la sedimentación marina en el límite Jurásico-Cretácico—, el Cretácico se organiza en dos ciclos sedimentarios, correspondiendo el primero al período que va del Barremiense al Albienense, y el segundo coincide sensiblemente con el Cretácico Superior (Vraconiense-Cenomaniense a Senoniense). En este conjunto sedimentario cretácico, cuyo espesor total aproximado es de 1.500 m., los criterios litológicos y paleontológicos han permitido establecer varias subdivisiones; solamente los términos más altos del Senoniense no son observables en los límites de la presente Hoja.

1.3.1 NEOCOMIENSE-BARREMIENSE INFERIOR («WEALDIENSE»)

El Cretácico se inicia por un potente complejo esencialmente detrítico (facies wealdiense) en el cual hemos distinguido tres horizontes.

1.3.1.1 Tramo clástico (C_{w11-14}^{*})

Sobre los últimos niveles calcáreo-detríticos datados del Portlandiense, el Cretácico se inicia por un horizonte completamente clástico que, en la región considerada, no está representado más que al Sur-Oeste del Castellar. Bien expuesto en las colinas de Moratilla, el corte de esta formación, cuyo espesor no sobrepasa los 5 m., es el siguiente, de muro a techo:

- Sobre el Portlandiense, 1,5 m. de areniscas ferruginosas en pequeños bancos con un nivel conglomerático en la base (areniscas con cantos de argilita rosa y de calizas grises).
- 3 m. de arcillas limosas de color granate.
- 0,5 m. de arenisca rojiza.

A pesar de la ausencia de todo argumento paleontológico, hemos atribuido este episodio al Cretácico, en razón de sus caracteres litológicos y por analogía con las regiones próximas donde pensamos que debe representar bajo una facies deltaica, todo o parte del Valanginiense.

Corresponde en efecto al testigo más septentrional de una formación más potente que hemos observado y reconocido más al Sur (Hojas de Manzanera y Mora de Rubielos) y que se acuña progresivamente hacia el Norte bajo los depósitos ligeramente discordantes que le siguen; bajo facies constantes, esta formación alcanza un espesor de 150 m. en los alrededores de los pueblos de Olba y de Mora de Rubielos, no sobrepasa los 100 m. en la proximidad de Cabra de Mora, 10 km. más al Norte, y desaparece totalmente en el afloramiento 10 km. más al Norte todavía, al oeste del Castellar, donde los niveles que la siguen reposan directamente sobre términos cada vez más antiguos del Portlandiense.

1.3.1.2 Tramo detritico-calcareo (C_{w11-14}^c)

Sobre la serie detritica precedente (SO de la Hoja) o directamente sobre diferentes niveles del complejo calcáreo-detritico del Portlandiense, reposa en discordancia una formación de color predominantemente oscuro, marrón o caqui, de 30 a 50 m. de potencia, compuesta de areniscas conglomeráticas en la base, de arcillas cuarzo-micáceas, de margas y de calizas. Además de conchas, frecuentemente rotas, de Gasterópodos, Lamelibranquios (pequeñas Ostras redondas, Uniónidos como *Teruella gautieri* MONGIN), fragmentos de huesos (Cocodrilidos) y pequeños dientes de peces (*Pycnodus*), los niveles carbonatados contienen, a veces en gran abundancia, artejos de tallos y oogónidos de Charophytas (*Perimneste micranda* GRAMB., *P. ancora* GRAMB., *Globatur trochiliscoides* GRAMB., *Clypeator* sp., *Flabellochara* sp.) y Ostrácodos (*Cypridea*, *Theriosynoecum*, *Darwinula*). Esta asociación caracteriza el Hauteriviense-Barremiense basal.

Estos depósitos de origen salobre o lacustre, son fácilmente identificables sobre el terreno, en el seno del conjunto wealdiense: su tonalidad oscura contrasta con los tonos granates de las formaciones encajantes, la vegetación que soportan, es rara o de arbustos (salpicada de pequeñas encinas) es netamente diferente de la de los otros términos wealdienses (bosques de pinos).

La discordancia de estos niveles sobre su substrato (Portlandiense o Valanginiense) es esencialmente de orden cartográfico, sobre todo visible a escala regional (Hojas de Manzanera, Mora de Rubielos, Alcalá de la Selva), aunque en zonas más limitadas (como la Hoja) es posible observar una ligera discordancia angular. En efecto, con su dirección sensiblemente paralela al sentido de buzamiento de las capas y sus flancos bastante denudados, el *thalweg* del Barranco de Montoro, a 1,5 km. al S-SO del Castellar, muestra la disposición discordante de las capas del Hauteriviense (buzamiento 15° ESE) sobre la base portlandiense (buzamiento 10° E), el acuífamiento hacia el Este de estos últimos terrenos es de un metro cada 100 m.

El corte detallado de los terrenos Hauterivienses levantado en este Barranco, sobre 35 m. aproximadamente de espesor, es el siguiente:

- Sobre los últimos niveles visibles y biselados del Portlandiense (alternancia de bancos de calizas con *Anchispirocyclina lusitanica* y *Zergatella suprajurensis* y de areniscas blancas con estratificación entrecruzada), 2 m. de arenisca grosera de cuarzo, brillante, de color rosa o rojizo, con trazas leñosas, incluyendo, a la base, gruesos cantos redondeados (hasta de 8 cm.) de cuarzo y cuarcita.
- 3 m. de arcillas malva, granate o amarillentas.
- 1 m. de areniscas blancas o rosadas.
- 4 m. de arcillas cuarzo-micáceas coloreadas.

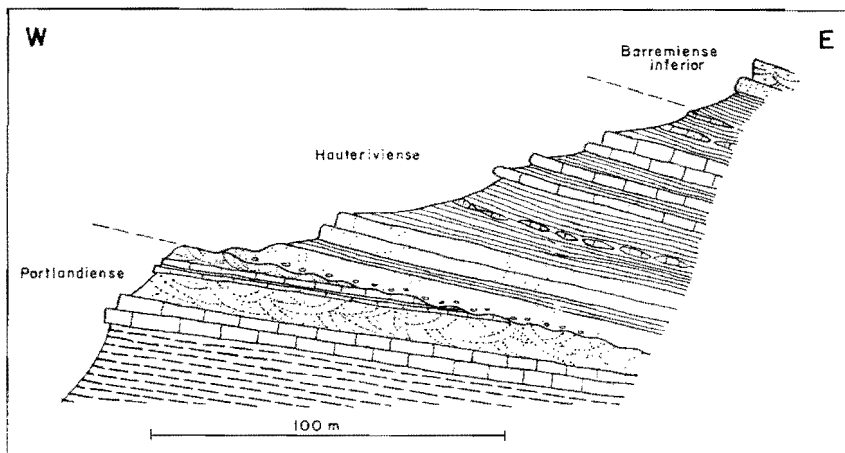


Figura 1.—La discordancia de los depósitos hauterivienses sobre la formación portlandiense en la zona del Castellar.

- 25 m. de arcillas y margas oscuras y calizas negras, con pátina rojiza u ocre, ricas en Ostrácodos, Charophytas, fragmentos de Uniónidos y pequeñas Ostras. Estos niveles están en continuidad sedimentaria con las arcillas granates y las areniscas de la formación suprayacente.

Es bajo facies idénticas (el conglomerado de base lleva algunas veces cantos de argilitas y areniscas y no cuarcíticos) y con espesores poco más o menos equivalentes, aunque disminuyendo ligeramente de Sur a Norte, como se presenta la formación Hauteriviense a lo largo del flanco oriental del anticlinal de Alcalá, situado sensiblemente en el fondo de la depresión wealdiense Gúdar-Allepuz. Estos términos reposan siempre sobre el Portlandiense. Su ausencia aparente sobre el flanco Oeste del anticlinal se explica por razones de orden tectónico.

1.3.1.3 Tramo detrítico (C_{w11-14})

A continuación viene la serie detrítica de mayor espesor y la más constante del wealdiense. De color dominante rojo granate y con una potencia cercana a los 200 m. al Sur (El Castellar) y de 150 m. al Norte (Allepuz), está formado de arcillas cuarzo-micáceas y de limos de color granate o gris verdoso, y de bancos de areniscas lenticulares de espesor variable, con estratificación entrecruzada, con fractura blanca y pátina ferruginosa. En la base de

la serie, estas areniscas contienen a menudo pasadas groseras, ricas en cantos de cuarzo bien redondeados.

Esta formación no ha dado más que algunos restos de origen orgánico sin interés estratigráfico, particularmente en su tercio superior (restos carbonosos, fragmentos de madera silicificada, pistas ramosas). Es por su posición entre niveles mejor datados por lo que lo relacionamos a la parte inferior del Barremiense.

Gracias a sus tonalidades ricas y a los abarrancamientos que frecuentemente existen en sus materiales, este conjunto wealdiense presenta buenos y bien visibles afloramientos; forma en particular los pasillos que separan la dorsal anticlinal de calizas Jurásicas y los sinclinales colgados de calizas Cretácicas que lo flanquean al Este y al Oeste.

1.3.2 BARREMIENSE-APTIENSE BASAL (?)

Dos horizontes, de litología diferente, se han cartografiado.

1.3.2.1 Tramo calcáreo (C_{C14-15}⁰⁻¹)

Al complejo wealdiense rojizo siguen depósitos marinos de tonalidades grises o verdosas cuyos horizontes calcáreos superiores forman la primera cornisa, en general bien visible en el paisaje, de las formaciones cretácicas. Los cortes efectuados en estos depósitos, tanto al Oeste (El Castellar) como al Este (Gúdar) de la zona anticlinal de Alcalá permiten atribuir un espesor del orden de 140 m.; sufre una importante reducción (70 m. aproximadamente) en la región más septentrional (Allepuz). Las facies son siempre litorales; los bancos detríticos están más desarrollados al Oeste que al Este en los escarpes que, desde el Castellar hasta Cedrillas, constituyen los testimonios más occidentales del avance del mar barremiense hasta la latitud de Teruel.

Bajo el Portillo Ramiro, al este del Castellar, el barremiense marino, con un espesor de 138 m., está representado esquemáticamente de la forma siguiente, de abajo a arriba:

- 63 m.: alternancias de areniscas medias, finas, arcillosas o calcáreas, a menudo con restos de conchas y de arcillas grises, verdes o violáceas, más o menos cuarzo-micáceas, con pequeñas intercalaciones de calizas arenosas, nodulosas, bioclásticas o lumaquélicas. Además de numerosos Ostreidos (*Exogyra minus* COQ., *Ex. boussingaulti* D'ORB.), estos niveles han dado algunos oogonios de Carophitas (*Globator trochiliscoides* GRAMB., *Flabelochara*).
- 16 m.: Calizas en bancos masivos, a veces areniscosas y con estratificación entrecruzada, otras intraclásticas o bioclásticas (fragmentos de Gasterópodos, Lamelibranquios, Equínidos, Briozoarios) con Foraminífe-

ros (Miliólidos, Textuláridos, Choffatellas, Trocholinas, Nautiloculinas) y Algas (*Boueina*, *Permocalculus*, *Salpingoporella*, *Macroporella*).

- 19 m.: alternancia de margas grises y de calizas arenosas o lumaquélicas (Ostreidos) en pequeños bancos. Al techo, un nivel de calizas arenosas y conchíferas de algunos centímetros conteniendo Orbitolínidos (*Dicyoconus cuvillieri* FOURY).

En el barranco de la Rambla, al norte de Gúdar, el corte, sobre 142 m. de potencia, presenta grandes analogías con el precedente, pero la base es más pobre en niveles detríticos groseros y, correlativamente, más rica en horizontes carbonatados. De abajo arriba, el Barremiense se presenta de la forma siguiente:

- 85 m.: alternancia de areniscas, arcillas y calizas. Las areniscas son abundantes en la base, mientras que las calizas predominan al techo. Osteidos, Equínidos (*Heteraster oblongus*), Charofitas, pequeños dientes de peces, Choffatellas, Miliólidos, *Sabaudia minuta*.
- 12 m.: calizas en bancos masivos, areniscosas, intraclásticas o bioclásticas. Foraminíferos (Choffatellas, *Sabaudia minuta*, Miliólidos, Textuláridos) y Algas (*Boueina*, *Macroporella*).
- 19 m.: alternancia de margas grises y de calizas arenosas, nodulosas o de conchas, con Foraminíferos y Algas, los últimos metros de calizas, nodulosas, incluyen escasos Orbitolínidos (*Dicyoconus cuvillieri*).

De modo general, el barremiense marino está bien representado en afloramientos de toda la mitad occidental del mapa. Su espesor es siempre más reducido en las proximidades de Allepuz, donde las calizas pierden su importancia en beneficio de los horizontes arcillosos y margosos, y en las proximidades de Alcalá, donde la barra caliza permanece visible pero con poco espesor. Es de reseñar el pequeño afloramiento que sobresale en mitad de los coluviones de la depresión de la Virgen de la Vega, que presenta una pasada de margas verdosas que ha dado tres vértebras, un arco neural y dos fragmentos de costillas de un Cocodrilo marino.

En la parte oriental de la Hoja, los afloramientos son más escasos (Monegro) y el Barremiense está menos claramente individualizado en la base del complejo calizo dolomítico del Cretácico inferior. Visible sobre todo gracias al encajamiento profundo del río Linares, está representado por 60 m. aproximadamente de margas, margo-calizas con Osteidos y calizas bioclásticas, pero los cambios de facies y de espesor son frecuentes y rápidos, especialmente a nivel de las calizas superiores. Estas últimas están algunas veces dolomitizadas por el mismo proceso que afecta a gran parte del Aptiense (este de Mas del Pino), a la vez que tiene lugar una reducción notable de potencia.

En el curso superior del río Linares (Mina «Restauración»), el Barre-

miense está reducido a una veintena de metros de margas y calizas lumaquéllicas irregularmente sustituidas por una dolomía rojiza (40 m.), que incluye isleos de calizas con *Orbitolinas* del Bedouliense.

1.3.2.2 Tramo detrítico (C₁₄₋₁₅⁰⁻¹)

Al escarpe calcáreo barremiense le sigue, de forma general, un nuevo y último episodio de facies wealdiense, constituido por una sucesión de bancos de areniscas, de arenas blancas ligeramente ferruginosas, con trazas leñosas o carbonosas, y de niveles de arcillas cuarzo-micáceas, grises, verdosas o granates. El detrítico grosero está predominantemente en la base; las arcillas, al techo. Este horizonte, habiéndose manifestado totalmente azoico, tiene una incertidumbre respecto a su edad precisa (Barremiense terminal, Aptiense basal o Barremiense-Aptiense). Por su posición estratigráfica podría ser el equivalente en nuestra región de las «capas rojas de Morella», que desarrolladas en el Maestrazgo oriental con una potencia que puede alcanzar una centena de metros, parece ser atribuidas en su mayor parte al Bedouliense basal (J. CANEROT).

En los límites de nuestra Hoja, el espesor de estas «capas rojas superiores» disminuye de Oeste a Este y de Sur a Norte: 40 m. en el sinclinal del Castellar (Portillo Ramiro), 25 m. en las proximidades de Gúdar (La Rambla), 15 m. en la Virgen de la Vega, de 15 a 0 m. en Allepuz. Son inexistentes inmediatamente al noreste de Alcalá de la Selva, en las proximidades del eje anticlinal, zona donde el conjunto del Cretácico Inferior está por otra parte reducido; no apareciendo ya en la parte más oriental (Mogro, río Linares).

1.3.3 APTIENSE

A los niveles precedentemente descritos, bien sobre las «capas rojas superiores», bien directamente sobre las margas y calizas barremienses, sigue la potente serie, esencialmente carbonatada, del Aptiense, cuyos escarpes rocosos constituyen uno de los rasgos característicos del paisaje. Gracias a la fauna recogida u observada, hemos podido reconocer el Bedouliense y el Gargasiense. En razón de las diferencias litológicas más importantes, hemos establecido y cartografiado dos subdivisiones en cada uno de estos subpisos.

1.3.3.1 Bedouliense

De manera general y esquemáticamente, el Bedouliense comporta dos términos sucesivos: calizas con *Palorbitolina lenticularis* en la base, margas con Moluscos (Lamelibranquios como Ostras y Plicátulas, Ammonites) al techo.

1.3.3.1.1 *Tramo calizo* (C_c¹₁₃)

Encima de las «capas rojas superiores» o, algunas veces, directamente sobre el Barremiense carbonatado, el Bedouliense se inicia generalmente por niveles de areniscas calcáreas y de calizas arenosas, lumaquélicas u oolíticas, a las que siguen margo-calizas con *Heteraster oblongus* y abundantes Orbitolinas (*Palorbitolina lenticularis*), seguido de calizas bioclásticas compactas, en gruesos bancos, que resaltan en la topografía, ricas en Algas (*Boueina*, *Permocalculus*, *Lithocodium*, *Marinella*) y Foraminíferos (*P. lenticularis*, *Choffatella decipiens*, *Sabaudia minuta*, *Pseudocyclammina hedbergi*, Miliólidos, Textuláridos, Trocholinas). Los términos de esta serie tipo subsisten regionalmente con variaciones de espesor y facies: existe, de forma esquemática, una reducción notable de potencia, acompañada de dolomitización, del Sur hacia el Norte y del Oeste hacia el Este.

En la región Sur-occidental (Sinclinal Sebo-Portillo Ramiro), el corte (130 a 150 m.) es el siguiente, de la base al techo:

- 10 m. de pequeños bancos rojizos calcáreo-detriticos con fragmentos de conchas.
- 80 a 100 m. de margo-calizas y calizas margosas con Orbitolinas.
- 40 m. de calizas masivas con Orbitolinas formando tres barras claras, bien visibles en el paisaje.

En la región central (Sierra de Gúdar-Allepuz), la sucesión, de cerca de 70 m., puede resumirse así:

- 8 m. de arenisca con conchas, arcillas arenosas grises y calizas arenosas zoógenas.
- 20 m. de margas y margo-calizas grises con *Heteraster* y Orbitolinas.
- 40 m. más masivos y dando escarpe de calizas margosas, calizas brechoides, bioclásticas u oolíticas con Orbitolinas con pátina rojiza y dolomías rosadas o violáceas (10 m.).

Finalmente, en la región más oriental (Monegro), la dolomitización es todavía más pronunciada y como afecta a veces al Barremiense infrayacente, es difícil de precisar la potencia de las dolomías que pertenecen al Bedouliense Inferior. En ausencia, en esta zona, de horizontes margosos y margo-calcáreos del Bedouliense Superior, es posible que la masa de dolomías (60 a 80 m.) represente, además del techo del Barremiense, la totalidad del Bedouliense. Como tal ha sido cartografiado (C_c¹₁₅).

1.3.3.1.2 *Tramo margoso* (C_m¹₁₃)

A los horizontes calizos o dolomíticos del Bedouliense Inferior siguen, salvo en la región sur-oriental (ver apartados anteriores), una formación esen-

cialmente margosa («Margas con Plicátulas»), que dan lugar a una topografía deprimida o en suave pendiente, a menudo poblada de hierba, que se presta mal a observaciones detalladas. De espesor sensiblemente constante (50 a 60 m.), está constituida por una alternancia de niveles margosos y margo-calcáreos gris o amarillentos y de bancos calizos margosos, a veces arriñonados y con margas grises con delgadas intercalaciones calcáreas. El conjunto de esta serie, pero sobre todo los niveles inferiores, son ricos en Orbitolinas (*Palorbitolina lenticularis*), en Gasterópodos, en Lamelibranchios (*Exogira aquila* D'ORB., *Plicatula placunea* LAM., *Pholadomya*, *Trigonia*), en Braquiópodos (*Sellithyris sella* SOW.) en Equinidos (*Holectypus* sp.) y, localmente, en Ammonites, algunas veces de gran talla. Así, en la región occidental, en los alrededores de Sebo, en la base de los 30 m. visibles de «Margas con Plicátulas», hemos recogido:

Chelonicerias cf. cornuelianum (D'ORB.)

C. sp. ex gr. cornuelianum (D'ORB.)

C. sp. gr. crassum SPATH

C. gr. mackesoni CASEY?

Chelonicerias sp.

Deshayerites sp. gr. deshayeresi (LEYM.)

D. sp. ex. gr. deshayeresi (LEYM.)

D. sp. ex. gr. consobrinus (D'ORB.)

D. cf. latilobatus (SINZ.)

D. sp. (gr. grandis SPATH?)

D. sp. ex gr. grandis SPATH

D. sp.

Pseudosaynella?

Nautilus (Cymatoceres) sp. ex gr. pseudoelegans D'ORB.

Pequeños restos piritosos indeterminables.

La fauna de «Margas con Plicátulas» permite atribuir a esta formación una edad esencialmente Bedouliense Superior.

1.3.3.2 Gargasiense

El Gargasiense es, en general, fácilmente identificable en el paisaje, gracias al escarpe al que dan lugar estos niveles calcáreos o dolomíticos de base sobre los relieves modelados en las margas Bedoulienses. No es cierto siempre que la brusca variación litológica observada y cartografiada sea en todas partes sincrónica, ni que corresponda exactamente al límite Bedouliense-Gargasiense.

Muy potente (más de 250 m.) sobre toda la extensión del dominio considerado, salvo en las colinas Cretácicas que separan la cubeta de la Virgen de la Vega del valle de Gúdar (80 m. aproximadamente), el Gargasiense ha sido separado en dos conjuntos.

1.3.3.2.1 *Tramo calizo* (C_{G15})

El Gargasiense se inicia por un horizonte carbonatado masivo formando cornisa. Está constituido por calizas de color claro, y calizas margosas amarillentas con *Toucasia*, *Strombus* y Orbitolinas (*Mesorbitolina texana*) en la zona sinclinal occidental entre El Castellar y Alcalá de la Selva; en ausencia de términos superiores, que faltan actualmente por erosión, su espesor visible es del orden de 40 m.

Representado por 50 m. de calizas con Rudistos en las proximidades de Alcalá (1 a 2 km. al NE del pueblo), el Gargasiense Inferior sufre una dolomitización, acompañada en algunos lugares de una reducción de espesor, en la Sierra de Gúdar-Allepuz.

La mayor parte está dolomitizada en Peñarroya, punto culminante de la cadena, y en el macizo oriental de Monegro. En el río Blanco la serie es la siguiente, de muro a techo:

- 8 a 10 m. de calizas grises en bancos gruesos, irregularmente corroidas por la dolomía infrayacente.
- 15 a 20 m. de dolomías rosas, cavernosas, cortadas por filoncillos o bolsadas de calcita cristalina.
- 30 m. de calizas margosas y calizas nodulosas amarillentas en pequeños bancos, con Rudistos, *Strombus*, Lamelibranchios y Foraminíferos (Miliólidos, *Orbitolina (M) texana*).

A la altura de Allepuz, está reducido y comprende:

- 12 m. de dolomías rojizas, en gruesos bancos ruiniformes. Groseramente cristalina, vacuolar, con venas o nódulos de calcita clara en la base (6 m.), la roca progresivamente se va haciendo más fina, más ferruginosa e incluye Rudistos o enclaves de calizas con Rudistos.
- 8 m. de calizas margosas, con conchas; nodulosas, gris-amarillentas, con Rudistos (*Toucasia*, *Agria?*), gruesos Gasterópodos (Naticas, Nerineas), Ostrácodos y Foraminíferos (Miliólidos, Textuláridos, *Sabaudia minuta*, *Iraqiia simplex*).

1.3.3.2.2 *Tramo de transición* (C₁₅₋₁₆²⁻¹)

La serie aptiense termina con una formación potente (200 m. como promedio) y heterogénea (margas, calizas, arcillas, areniscas) cuyas facies regresivas marcan el final del ciclo sedimentario del Cretácico Inferior y ponen de manifiesto el paso progresivo entre los depósitos marinos del Barremiense-Aptiense y los sedimentos continentales del Albiense.

Esta formación se subdivide esquemáticamente en dos subconjuntos de potencias sensiblemente iguales, una margosa y calcárea de color gris, la otra arcillosa y calcoarenosa de coloración ocre o rojiza.

Estos niveles constituyen todas las alineaciones de pequeños escarpes grisáceos y de colinas oscuras que se extienden desde Valdelinares en dirección a Villarroya de los Pinares (Sollavientos, alto valle del río Guadalupe).

El corte tipo, levantado al Este de Allepuz encima de las calizas con Rudistos del Gargasiense Inferior, puede ser resumido en la forma siguiente:

- 11 m. de margas grises con pequeñas intercalaciones de calizas nodulosas, ricas en Lamelibranquios, Gasterópodos, Equínidos, Braquiópodos.
- 106 m. de calizas claras arriñonadas, bioclásticas, lumaquélicas o glaucónicas, algunas veces ricas en Foraminíferos (*Orbitolina (M.) texana*, *Sabaudia minuta*, Miliólidos, Textuláridos, Valvulínidos) y Algas (*Neomeris*, *Boueina*, *Permocalculus*, *Marinella*), y de margas grises fosilíferas, en bancos alternantes de 1 a 15 m. de potencia (Ostreoides, Trigonias, Gasterópodos, Equínidos, Orbitolinas).
- 115 m. de arcillas limosas oscuras, verdosas o negras, con numerosas intercalaciones de calizas arenosas, lignitosas, glauconíticas o ferruginosas, a menudo vivamente coloreadas. A mitad de esta potencia, unos 3 a 5 m. de calizas arriñonadas amarillentas ricas en *Pecten*, Ostreoides, Rudistos y Políperos; las arcillas y las areniscas encierran numerosos restos orgánicos (*Exogyra aquila*, Trigonias, Radiolas de Erizos, Orbitolinas).

Esta serie del Gargasiense Superior disminuye de espesor hacia el Sur y, en la región de Valdelinares, tiene en su techo unos niveles de dolomías oscuras sobre las cuales reposan los bancos Albenses.

1.3.4 ALBIENSE (C₁₆)

A los últimos niveles atribuidos del Aptiense, sigue una potente formación terrígena continental (facies Utrillas), que atribuimos en su totalidad al Albiense en razón de su posición entre el Gargasiense Superior y el Vraconiense-Cenomaniense, y en ausencia de todo argumento paleontológico propio. Esta formación, cuyo espesor es de unos 100 m. al Sur, se aproxima a los 200 m. en la región septentrional. Su corte esquemático sobre la vertiente occidental de Morrón es la siguiente, de muro a techo:

- 76 m. de arcillas limoso-micáceas oscuras o negras, con restos lignitosos, con delgadas intercalaciones de areniscas calcáreas algunas veces lumaquélicas (Lamelibránquios indeterminados), pasadas métricas de areniscas arcillosas con moteado ferruginoso o restos carbonosos y delgados horizontes de calizas con costras ferruginosas.
- 122 m. de arenas micáceas blancas o amarillentas, con estratificación entrecruzada, con delgadas intercalaciones lignitosas y pasadas de arcillas grises.

Estos niveles albienses de facies Utrillas constituyen todos los taludes con hierba bien visibles en la topografía debajo de la última cornisa calcárea del Cretácico (Valdelinares, Sollavientos, río Gaudalupe, lecho de la Rambla de Mai Burgo).

1.3.5 VRACONIENSE-CENOMANIENSE (C₁₆₋₂₁)

En continuidad con el episodio continental de edad Albiense, los terrenos del Vraconiense-Cenomaniense marcan la iniciación del ciclo sedimentario marino neocretácico. Se trata de depósitos infralitorales esencialmente carbonatados, con una potencia total que sobrepasa los 200 m., y que destacan netamente en el paisaje formando una sucesión de escarpes calcáreos con pátina ocre (en general, tres barras) separados por taludes margo-arenosos más oscuros.

Si bien los afloramientos de estas formaciones son abundantes en toda la región oriental, el único corte completo y significativo ha sido realizado en la región más septentrional, no lejos de la carretera Allepuz-Villarroya-Fortanete-Cantavieja. Encima de las arenas blancas y arcillas oscuras del Albiense, la sucesión observada es esquemáticamente la siguiente:

- Barras (15 m.) de calizas areniscosas amarillentas, con fragmentos de conchas y con estratificación entrecruzada (1 m.); margosas, nodulosas y con Orbitolinas (5 m.); masivas y organógenas (2 m.); intraclásticas, pseudo-oolíticas y bioclásticas (7 m.). Estas calizas son a menudo ricas en restos orgánicos (Lamelibranquios, Gasterópodos, Equínidos, Briozoarios), contienen a veces numerosos Foraminíferos, Miliólidos, Textuláridos, Valvulinidos, *Cuneolina pavonia-parva*, *Henzonia lenticularis*, *Neorbitolinopsis conulus*, *Simplorbitolina conulus*, *Neoiraquia*, *Orbitolina* (*Mesorbitolina* gr. *aperta*) y fragmentos de Algas (*Boueina*, *Neomeris*, *Permocalculus*) que permiten atribuirle una edad Vraconiense.
- Talud (50 a 60 m.) de arcillas negras y de arenas blancas con estratificación entrecruzada, con una intercalación (5 m.) de calizas lumaquéllicas (pequeñas Ostras).
- Barra (20 m.) de calizas gris-amarillentas en pequeños bancos, con fractura paralepipédica, groseramente bioclásticas en la base, más finas y más claras al techo. Los horizontes organógenos encierran fragmentos de Ostras, Equínidos, Briozoarios, Sérpulas, Ostrácodos y Foraminíferos (*Orbitolina* sp., *Cuneolinas*, Miliólidos, Textuláridos).
- 8 m. de margas beigeas y calizas margosas gris-amarillentas muy ricas en Ostreidos (*Exogira flabellata* COQ.).
- Tercera barra (25 m.) de calizas ocreas con pequeños bancos, intraclásticos, oolíticos o bioclásticos.
- 80 m. aproximadamente, con pendiente más suave cortada por pe-

queños resaltes de calizas en pequeños bancos, algunas veces intraclásticas o bioclásticas, lo más frecuente finas, margosas, marmóreas y dolomíticas. Estos niveles contienen localmente pequeños Rudistas tubulosos (Agria?); los más altos han dado fragmentos de Algas (*Thaumatoporella paroversiculifera*) y de Foraminíferos (*Prealveolina iberica*, *Ovalveolina ovum*, *Pseudodomia drovimensis*, *Orbitolina (M.) gr. aperta*, Cuneolinas, Miliólidos, Textuláridos, Valvulínidos) que sitúan con toda certeza en el Cenomaniense.

En la región de la Virgen de la Vega (Mas del Corralejo), encima de las arcillas con lignito y azufre y de las arenas blancas albienses, aparece el Vraconiense-Cenomaniense, erosionado, parcialmente representado por sus términos de base, cuyo corte, ligeramente diferente es el siguiente:

- 12 m. aproximadamente de calizas rojizas, primeramente margosas y con grandes Orbitolinas, después oolíticas, en pequeños bancos, y finalmente más masivas y con restos orgánicos (entroques).
- 9 m. de arenas o areniscas arcillosas blancas o rosadas y de margas arenosas grises con una intercalación (0,5 m.) de lumaquela de Ostreidos.
- 6 m. de calizas y calizas margosas rojizas con Orbitolinas y Braquiópodos.

1.3.6 TURONIENSE-CONIACIENSE (C₂₂₋₂₃)

En ausencia de referencias paleontológicas precisas y seguras, pero en razón de su posición **estratigráfica**, es por lo que hemos relacionado con el Turoniense-Coniaciense la formación calcáreo-dolomítica que constituye el importante escarpe que separa el Cenomaniense del Santoniense y cuyos afloramientos no presentan aquí más que una extensión muy limitada (flanco sur-occidental del sinclinal de Fortanete).

Esta formación presenta la sucesión esquemática siguiente:

- 60 a 70 m. de dolomías y calizas dolomíticas, blancas, grises o rosas, con pátina ferruginosa, masivas o tenuemente estratificadas, con escasos restos orgánicos.
- 40 m. aproximadamente de calizas claras tableadas, con Miliólidos, Textuláridos, Cuneolinas, *Rotalipora*, *Nezzazata*, calizas intraclásticas u oolíticas; calizas sublitográficas gris o rosas y calizas masivas grises con textura brechoide (cantos negros o marrones).

1.3.7 SANTONIENSE (C₂₄)

En los límites de la presente Hoja, este piso no está representado más que por los términos inferiores que afloran en el extremo nor-este de la

región estudiada, en la depresión de Fortanete (Rambla de Mal Burgo) donde dan lugar a grandes extensiones blancas bien visibles en el paisaje. Se trata de una serie alternante de calizas beige o gris algo clásticas, de aspecto cretoso, con fragmentos de Rudistas, Milliólidos, Textuláridos, Cuneolinas, Cyclolinas, Idalinas, y de margas blanquecinas. En las regiones más septentrionales (Hoja de Villarluego) donde este conjunto aflora más ampliamente y donde su espesor total es del orden de 60 m., los niveles margosos contienen localmente Radiolítidos de edad Santoniense.

1.4 Terciario-Cuaternario Antiguo ($T_{c12}^{Bc}-Q_{11}$)

En la parte septentrional de la región estudiada, se apoya en discordancia sobre los terrenos mesozoicos un conjunto de capas detríticas de color rojo-anaranjado, que no ha sido afectado por los movimientos tectónicos principales. Esta formación, de litología variable, está constituida por una alternancia de niveles conglomeráticos poligénicos con cemento calcáreo o limoso y de horizontes limosos marrón-rojizos con pequeñas intercalaciones de areniscas o de lechos de gravas. Forman localmente simples placas sobre su substrato secundario, pero pueden alcanzar un espesor de varias decenas de metros (Val del Agua), esta formación, de la cual no subsisten más que los términos respetados por la erosión, ha colmatado una antigua depresión del relieve bien diferenciada. La superficie superior de colmatación, plana y regular, pasa insensiblemente a una superficie de erosión de los sedimentos mesozoicos; esta superficie común se encuentra disecada por la erosión reciente. En ausencia de todo argumento paleontológico, es por comparación con áreas vecinas (región de Teruel, de Mora de Rubielos, de Sarrión) por lo que atribuimos estas capas al Ponticense-Villafranquiense.

Es igualmente a esta formación a la que nosotros relacionamos los dos testigos de conglomerados limosos que coronan el pequeño relieve sobre el que se sitúa el punto de cota 1.463 a 2,5 km. al sur de Monteagudo del Castillo y la alineación 1.326-1.300-1.302 a 2,5 km. al sureste del Castellar.

1.5 CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios recientes son de potencia y extensión reducida. Sólo los más importantes han sido cartografiados; el orden adoptado para su descripción no implica ninguna relación cronológica, por otra parte imposible de establecer.

1.5.1 COLUVIONES Y ALUVIONES (Qc)

Se trata de una formación de cantos angulosos, poco cementados, de arenas, de limos y de arcillas que tapiza, algunas veces con varios metros de potencia, el fondo de depresiones en medio de los relieves jurásicos o

cretácicos, uno a 2 km. al SE de Cedrillas, el otro, más extenso, al ESE de Alcalá de la Selva («plana» de la Virgen de la Vega).

1.5.2 CONOS DE DEYECCION (Qcd)

Los derrubios son muy frecuentes sobre los taludes de rocas blandas o al pie de las cuevas calcáreas o dolomíticas. Sólo se han representado aquellos que a partir de los escarpes calcáreos de edad Aptiense o Cenomaniense han dado lugar a conos de derrubios importantes o a verdaderos caos de bloques de gran tamaño (valle del río Alcalá).

1.5.3 DEPOSITOS DE PENDIENTE (Od)

Se trata de brechas de alteración superficial, mal cementadas y en general rojizas, que están desarrolladas sobre las pendientes cuyo substrato rocoso está constituido por las calizas friables del Vraconiense-Cenomaniense (macizos Cretácicos del Sureste de la Hoja).

1.5.4 ALUVIONES RECIENTES (Qal)

Entre los depósitos subactuales y actuales de bloques, gravas y gravillas calcáreas o areniscosas, de arenas silíceas, de limos y arcillas que ocupan el lecho de los cursos de agua, sólo se han representado los que alcanzan un espesor y una extensión notable (Rambla de Mal de Burgo, en el extremo noreste de la Hoja).

2 TECTONICA

Situado en su ámbito regional, el dominio considerado pertenece sedimentaria y estructuralmente a la rama aragonesa de la Cadena Ibérica, ya que presenta todas sus características esenciales. Corresponde a la parte media del antiguo surco mesozoico que separaba el macizo del Ebro, al Noreste, de la plataforma castellana, al Suroeste. La serie sedimentaria que lo caracteriza, cuyo espesor explica parcialmente el estilo de las deformaciones, está afectada por una tectónica de cobertera relativamente simple, de estilo germánico; está plegada en grandes estructuras, algunas veces eyectivas, de dirección NNO-SSE, fracturada en bloques por una importante red de fallas ortogonales.

En detalle, la región que es objeto del presente mapa manifiesta su estructura básica a primera vista. Corresponde esquemáticamente a un largo anticlinal oblicuo, de dirección ibérica (NNO-SSE) que flanquean a un lado y otro dos sinclinales, uno relativamente estrecho al SO; el otro, mucho mayor, al NE, del cual únicamente el flanco occidental es visible en el límite de la Hoja. El conjunto de este dispositivo está afectado y complicado de una

parte por repliegues secundarios, de otra parte por sistemas de fallas que divergen a partir del núcleo alargado del anticlinal y determinan una compartimentación de unidades estructurales en «teclas de piano» desigualmente hundidas.

2.1 EL ANTICLINAL DE ALCALÁ DE LA SELVA- MONTEAGUDO DEL CASTILLO

En la región comprendida entre Alcalá de la Selva y Monteagudo del Castillo, sobre más de 12 km. de largo, los estratos jurásicos están plegados formando un anticlinal agudo de orientación NO-SE cuya charnela ha sido erosionada y cuyo núcleo está ocupado por las capas dolomíticas verticales del Muschelkalk.

En razón del carácter eyectivo de la estructura y de la plasticidad de las capas arcillosas del Keuper, una superficie mecánica de despegue y de deslizamiento marca siempre la base de la masa calcáreo-dolomítica del Jurásico. Este fenómeno, que se traduce en la existencia de un nivel irregular y algunas veces muy grosero o caótico de brechas arcillosas, se observa incluso en la parte del anticlinal más próxima a Monteagudo, donde las dolomías liásicas están subhorizontales y parecen reposar estratigráficamente sobre las arcillas del Keuper. En esta zona septentrional (Muela, Sarrejón), el anticlinal es casi normal y simétrico y los bancos jurásicos tienen un buzamiento relativamente débil; pero, mientras que al Sur las capas insinúan una terminación periclinal, al Norte la estructura está bruscamente seccionada por una falla perpendicular a su eje longitudinal, con un despegue hacia el Este de la falla de cizalla de más de 2 km., estando relevada esta estructura hacia el Norte por otra anticlinal de dirección sensiblemente Norte-Sur (San Cristóbal, Cerro Gordo, continuando en la Hoja de Villarlengo, Loma de Albu); esta nueva estructura está volcada hacia el Oeste, estando incompleta y su charnela fallada. Sobre el flanco occidental, invertido, las capas jurásicas están volcadas y muy verticales; tienen un buzamiento normal, del orden de 40°, sobre el flanco oriental.

En la región comprendida entre Majada Redonda y Alcalá de la Selva (Tumborubio, Pinar), el anticlinal se hace muy disimétrico y débilmente volcado hacia el Oeste. Las capas triásicas verticales constituyen siempre el núcleo perforante de la estructura; sobre ambos flancos, los materiales jurásicos están cortados por fallas transversales. Sobre el flanco occidental, donde su buzamiento oscila entre 40° y 70°, estos están con mayor frecuencia completos. Están separados de las formaciones cretácicas, cuyo buzamiento es mucho más suave, por una importante falla normal, paralela al eje del anticlinal y responsable de la ausencia, en afloramiento, de las capas del techo del Portlandiense y de los horizontes de base del Wealdiense (la ausencia de Hauteriviense y del Barremiense basal, está pues ligada a un fenómeno tectónico y no a una laguna estratigráfica como podría creerse

de una observación rápida sobre el terreno). Esta falla, de dirección ibérica, se prolonga además hacia el Sureste más allá de la región de Alcalá (Hojas de Mora de Rubielos y Villahermosa); conecta en efecto el anticlinal de Alcalá a los afloramientos jurásicos monoclinales de Linares de Mora y, afectando los terrenos cretácicos, flanquea después el curso del río Linares, siendo en superficie el único testimonio tectónico de un accidente probable e importante del zócalo. Es de señalar que este accidente se situaría sobre el emplazamiento de un pliegue (umbral alargado de orientación de NO-SE) que ha jugado un papel notable en la sedimentación, al menos durante el Cretácico Inferior (Aptense reducido, dolomítico y mineralizado del río Linares).

El flanco oriental del anticlinal de Alcalá, siempre en su zona central, está afectado longitudinalmente por un importante accidente: las capas jurásicas siendo más rígidas están menos plegadas (buzamientos inferiores a 40°), han sido laminadas en su base por el Trías, y es el Jurásico Superior el que al nivel de la actual superficie topográfica, se encuentra en contacto con el Trías. Sobre él, localmente (NE de Alcalá) se encuentra una serie de potencia reducida de Cretácico Inferior. Esta observación permite pensar que el pliegue anticlinal se habría formado allí donde la cobertera sedimentaria era menos potente, es decir, a fin de cuentas, en el emplazamiento de un pliegue más antiguo, anterior al depósito de los sedimentos, si no mesozoicos, al menos cretácicos.

Hacia el Sur-Este, a partir de la Virgen de la Vega, el anticlinal ya no es visible. Está reemplazado por una serie de fallas de dirección ibérica que ponen en contacto bloques monoclinales de terrenos portlandienses con las formaciones cretácicas. La zona anticlinal aparece relevada por una fosa donde el Cretácico Superior aflora ampliamente (La Capellanía, Candelar); es este Cretácico Superior el que en la región más meridional de Linares de Mora (Hoja de Mora de Rubielos), está «perforado» por el Jurásico y choca al sur contra las formaciones del Eocretácico por medio de la larga falla de dirección ibérica, de la que hemos hablado en el párrafo precedente.

2.2 LA ZONA SINCLINAL OCCIDENTAL

La región sur-occidental de la zona estudiada, inscrita aproximadamente en el cuadrilátero alargado Cedrillas-Monteagudo-Alcalá-El Castellar, corresponde esquemáticamente a un amplio sinclinal de dirección ibérica, que flanquea al Oeste el anticlinal jurásico de Alcalá. Esta estructura afecta en superficie a los terrenos del Jurásico Superior (Portlandiense) y del Cretácico Inferior, y en profundidad a las formaciones jurásicas que aparecen más al Oeste para constituir las sierras de Camarena y Corbalán y al Este en el anticlinal de Alcalá. Se trata de una estructura simple, casi simétrica, donde

los buzamientos, salvo accidente local son siempre pequeños (10° a 15° para los niveles inferiores, casi nulos para los niveles superiores). Está caracterizada por una inversión de relieve muy neta: los terrenos más recientes, situados en el núcleo de la estructura (Gargasiense), constituyen los puntos culminantes del paisaje (El Chaparral, Portillo Ramiro). Está por otra parte compartimentada por una serie de fallas sensiblemente ortogonales al eje longitudinal; dos de estas fallas, más importantes, delimitan una fosa de hundimiento más pronunciada (Majamil, Sebo, El Chaparral), incluso fallada en detalle y que corta la regularidad de la estructura en su tercio septentrional. Más al Norte todavía (Cedrillas), así como el anticlinal que le flanquea, el sinclinal está bruscamente cortado por una falla; siendo relevado por el amplio sinclinal disimétrico y en «petaca» que corresponde a la cubeta del Pobo-Aguilar de Alfambra (Hojas de Alfambra y Villarluego).

Hacia el Sur, la estructura se prolonga por el largo sinclinorio eocretácico que, con su serie de horsts y de grabens transversos, constituye las sierras desde Cabra de Mora hasta Cortes de Arenoso (Hoja de Mora de Rubielos).

2.3 LA ZONA SINCLINAL ORIENTAL

El anticlinal jurásico de Alcalá está flanqueado al Este por una estructura sinclinal de gran radio de curvatura, disimétrica y de dirección ibérica; interesa en superficie el conjunto de las formaciones cretácicas. El núcleo de esta estructura está ocupado por formaciones senonienses que afloran en la región de Fortanete (Hojas de Villarluego, Forcall, Mosqueruela). Mientras que el flanco nor-oriental de esta estructura está muy levantado, su flanco sur-occidental presenta buzamientos mucho más suaves (menos de 10°) salvo en las proximidades del eje (casi de 45°). Es una parte de este flanco la que corresponde a la parte oriental del dominio cubierto por esta Hoja de Alcalá de la Selva.

Afectado por un haz de fallas subverticales que divergen a partir de la zona anticlinal vecina y que determinan una fragmentación de los terrenos cretácicos, este flanco de sinclinal está, en detalle, complicado por repliegues menores de la misma dirección (NNO-SSE); de esta manera los terrenos cenomanienses que forman la amplia meseta de Tarrascón están suavemente plegados en sinclinal (Tarrascón), luego en anticlinal (Tarrascón-Zoticos-San Víctor) antes de hundirse, con un buzamiento más fuerte (40° a 45°), bajo los terrenos más recientes del núcleo de la estructura principal (sinclinorio de Fortanete).

La tranquilidad y la regularidad del dispositivo no están interrumpidos, brutalmente, más que en la región situada al sur de Valdelinares por un horst de terrenos eocretácicos (Monegro); el cual asimismo está afectado de numerosas fallas; este horst está verosímilmente relacionado con un reju-

venecimiento de una estructura preexistente, cuyo testimonio en este lugar son las facies particulares del Barremiense-Aptiense (reducción de espesor y dolomitización).

3 HISTORIA GEOLOGICA

Los datos estratigráficos y tectónicos expuestos en capítulos precedentes son insuficientes para exponer la historia completa y precisa de la región en el curso de los tiempos geológicos; permiten, sin embargo, entrever las grandes líneas de su evolución, especialmente a partir de la era mesozoica.

En ausencia de toda observación sobre el zócalo paleozoico y sobre el Triás Inferior, la región considerada no aporta ningún elemento nuevo sobre la historia geológica de la Cadena Ibérica durante estos períodos, la cual ya ha sido expuesta en las regiones vecinas (Hojas de Manzanera, Montalbán, etc.).

En el Muschelkalk, el territorio pertenece al dominio marino, los depósitos calcáreo-dolomíticos ponen de manifiesto un medio tranquilo y poco profundo. Este medio adquiere a continuación progresivamente caracteres especiales de confinamiento, pudiendo ser de tipo lagunar, que condiciona la sedimentación durante el Keuper de una importante masa de arcillas con yeso. Los tiempos triásicos ven igualmente el desarrollo de una cierta actividad magmática y la intrusión, en el seno de los materiales arcillosos o dolomíticos, de pequeñas masas de rocas ofíticas.

Una transgresión generalizada marca el inicio de los tiempos jurásicos que, esquemáticamente, podemos separar en dos grandes conjuntos sedimentarios. El primero se inicia en el Lías, durante el cual las condiciones marinas se imponen y afianzan progresivamente (dolomías, calizas dolomíticas, calizas, margas). Se continúa durante los primeros tiempos del Dogger, cuyos depósitos calcáreos testimonian un medio de mar abierto. Finaliza verosímilmente antes del Calloviense, que no ha podido ser caracterizado aquí como en las regiones vecinas («Oolita ferruginosa», condensación de fauna).

Después de un hiato sedimentario que podría ser más importante que en las zonas próximas, puesto que podría corresponder a la totalidad del Oxfordiense, el segundo conjunto jurásico se caracteriza por la reanudación generalizada de una activa sedimentación carbonatada (Kimmeridgiense Inferior): esta sedimentación proseguiría durante todo el Kimmeridgiense dando lugar a una importante formación calcárea. Los efectos de una regresión se hacen sentir al final de esta época y se confirman durante el Portlandiense, que aparece en gran parte bajo una facies deltaica o lagunar (formación calcáreo detrítica de facies purbeckiense). El retroceso progresivo del mar hacia el Este encaja en relación con una primera fase lejana de movimientos neo-

kimméricos que provoca la emersión de las plataformas castellana y aragonesa.

Una sedimentación de tipo deltaico, alimentada por la erosión de los macizos alejados, recientemente exhumados y por una activa subsidencia, caracteriza el inicio del período cretácico; dando lugar a un primer complejo detrítico wealdiense (Valanginiense?).

Nuevos movimientos kimméricos, generadores de grandes flexuras, ocasionan la erosión de estos depósitos que desaparecen, así como parte del Portlandiense infrayacente, en la mayor parte del territorio considerado. Un régimen lacustre o lagunar se instala durante el Hauteriviense y el inicio del Barremiense; estos pisos se colocan en ligera discordancia dentro del conjunto wealdiense, mediante los dos términos litológicos siguientes, carbonatado primero y después detrítico.

Durante el Barremiense, la invasión marina generalizada del territorio de Este a Oeste, marca el inicio de un primer ciclo sedimentario cretácico (ciclo barremiense-aptiense). La instalación del régimen marino es progresiva e intermitente (calizas arenosas, lumaquelas de Ostras, calizas con Algas seguida nuevamente de arcillas arenosas, calizas arenosas y calizas bioclásticas). Dado el carácter muy litoral de los depósitos marinos barre-mienses sobre el meridiano de Cedrillas, es verosímil que el mar barremiense-aptiense no haya avanzado hacia el Oeste más allá de este meridiano.

El medio marino epicontinental está bien establecido durante los tiempos aptienses que ven depositarse, en general, una potente serie margocalcárea, rica en Orbitolinas y Ammonites en el Bedouliense y Orbitolinas y Rudístos en el Gargasiense. Sobre umbrales o altos fondos de dirección ibérica, nacidos de los movimientos tectónicos anteriores en la región sur-oriental, la sedimentación aptiense presenta caracteres particulares (reducción de espesor, dolomitización). Antes del final del Gargasiense, se manifiestan los primeros signos de una regresión generalizada; los movimientos epirogénicos confieren a la región, como por toda la Cadena Ibérica, un carácter de inestabilidad que se traduce por el paso progresivo e intermitente del régimen marino aptiense al régimen continental albiense (formación detrítica de facies Utrillas).

Después de este período albiense de emersión, erosión y sedimentación que uniforma el relieve, la época vraconiense inaugura el ciclo sedimentario neocretácico, el mar sobrepasa ampliamente, con permeabilidad, los límites del mar eocretácico. La sedimentación permanece epicontinental durante el Cenomaniense; calizas con pequeños Rudístos dan testimonio localmente de las condiciones de vida más o menos recifales. El Turoniense corresponde todavía a depósitos de plataforma continental, el Coniaciense traduce la existencia de removilizaciones (calizas brechoides) y el aporte de Foraminíferos planctónicos. La sedimentación es muy litoral en el Santoniense (niveles con Radiolítidos y Algas); el retroceso del mar se inicia y se confirma antes

del final de los tiempos senonienses. La región emerge definitivamente al final de la era mesozoica.

Movimientos orogénicos importantes se producen en el Terciario, pero la ausencia de formaciones cenozoicas antiguas no permite precisar el inicio ni delimitar la fase principal. Esta fase que, por extensión de los resultados conocidos para regiones vecinas, sería de edad Oligoceno-Mioceno Inferior, genera las principales estructuras actualmente observables. Desde entonces, el continente recientemente emergido y nuevamente plegado está sometido a una intensa erosión que, durante el Mioceno Superior, es el origen de la formación de la capa detrítica del Pontiense. En el dominio considerado, esta capa no estará más que muy localmente y muy débilmente deformada por movimientos tardíos de reajuste. Es por esto que se forma en el paisaje una amplia superficie de peneplanización a finales del Pontiense. Son, muy probablemente, los movimientos verticales de todo el conjunto, durante el Cuaternario, los que han determinado finalmente el ahondamiento progresivo de los cursos de agua, la disección y la desaparición casi total de esta superficie. La erosión por las aguas superficiales durante el Cuaternario reciente es responsable de la morfología actual de la región.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

De forma general, la región estudiada no parece ofrecer más que un interés económico bastante restringido.

4.1 MINERIA Y CANTERAS

4.1.1 MINERIA

Respecto a las sustancias minerales, no existe en nuestros días ninguna actividad minera en la zona estudiada y ningún descubrimiento se ha realizado que permita contemplarla con expectativa. Es preciso hacer notar, sin embargo, la presencia de algunas explotaciones antiguas, de carácter artesanal, abandonadas por falta de rentabilidad o agotamiento. Con la excepción de una pequeña extracción de galena en la base de las calizas barremienses en el distrito de Alcalá de la Selva (justo al sur de la Masía de Valdecerezo, a 1 km. al S del pueblo), todas las minas están situadas en el macizo de Monegro, entre Valdelinares y Linares de Mora (Minas «Restauración», «Antonia», «Avecilla». «Porvenir»). Las sustancias minerales (malaquita, blenda y sobre todo colamina) se encuentran en el seno de las dolomías rojizas del Aptiense en la proximidad de fallas o fracturas. Parece tratarse de yacimientos exógenos de cementación; tienen su origen en una muy débil mineralización primaria de los sedimentos calcáreo-dolomíticos depositados durante el Aptiense sobre zonas privilegiadas del umbral, y deben su existencia a

la circulación y a las migraciones favorecidas ulteriormente por fracturas tectónicas y generadoras de concentraciones metalíferas en la zona de cementación. Pero, en razón probablemente de la pobreza de la mineralización primaria, la ley de los yacimientos es pequeña; además, su extensión geográfica y geométrica está limitada a la de las facies dolomíticas del Aptiense, que según las observaciones de superficie, ésta parece poco importante, pero no es imposible que se prolongue hacia el Norte, bajo las potentes formaciones albense-cenomanenses.

Respecto a los compuestos orgánicos, algún nivel lignitoso del Aptiense Superior y del Albense no tiene, a nuestro entender, una importancia suficiente para justificar una explotación.

4.1.2 CANTERAS

Señalamos finalmente, para terminar, la existencia de pequeñas canteras, abiertas bien en formaciones recientes de gravas, bien en los bancos calizos mesozoicos. No son más que episódicamente explotados para obtener áridos o materiales de construcción.

4.2 HIDROGEOLOGÍA

Desde el punto de vista hidrogeológico, la alternancia de formaciones permeables e impermeables es propicia a la existencia de mantos acuíferos; pero la intensa fracturación en bloques de las formaciones mesozoicas es responsable de la compartimentación de estos mantos: las surgencias son pues numerosas, pero frecuentemente de caudal pequeño. Las más importantes están en el origen bien de las captaciones (fuentes de la Virgen de la Vega), bien de los principales ríos de la región que, a partir de esta zona de distribución y de división de aguas, divergen hacia los cursos del Ebro, Turia y del Mijares. De forma general, los principales manantiales se sitúan a nivel de las margas del Bedouliense Superior (río Mijares) y de las arcillas del Albiense (ríos Guadalupe, Sollavientos, Blanco-Alfambra, Alcalá, Linares).

5 BIBLIOGRAFÍA

- ALMELA, A., y RIOS, J. M. (1952).—«Estudios sobre el Mesozoico del borde meridional de la cuenca del Ebro». *Inst. Geol. y Min. de España*, Libro Jubilar, t. II, Madrid.
- BULARD, P. F.; CANEROT, J.; GAUTIER, F., y VIALARD, F. (1971).—«Le Jurassique de la partie orientale des Chaînes Ibériques: aperçu stratigraphique et paléogéographique». *Cuadernos Geología Ibérica*, vol. 2, Madrid.

- CANEROT, J.; GAUTIER, F., y VIALARD, P. [1971].—«Un seuil éocrétaqué aux confins des provinces de Valencia et de Castellón (Espagne), nouvel élément de la paléogéographie du domaine ibérique oriental». *Compt. Rend. Acad. Sci.*, t. 272, Paris.
- CANEROT, J. (1974).—«Recherches géologiques aux confins des Chaînes Ibérique et Catalane (Espagne)». Thèse Sciences, Toulouse. *ENADIMSA, Trabajos de Tesis*, núm. 4, Madrid.
- CORTAZAR, D. (1885).—«Bosquejo físico-geológico y minero de la provincia de Teruel». *Bol. Com. Map. Geol. España*, t. XII, Madrid.
- CRUSAFONT, M.; HARTENBERGER, J. L., y HEINTZ, E. (1964).—«Un nouveau gisement de Mammifères fossiles d'âge villafranchien à la Puebla de Valverde (Teruel)». *Comp. Rend. Acad. Sci.*, t. 258, Paris.
- DREIMS, A. (1898).—«Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragón». *Lille*.
- FALLOT, P., y BATALLER, R. (1926).—«Sur l'allure d'ensemble et sur l'âge des plissements dans les montagnes du Bas Aragon et du Maestrazgo (Espagne)». *Compt. Rend. Acad. Sci.*, t. 282, Paris.
- (1927).—«Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y el Maestrazgo». *Mem. Real. Acad. Ciec. y Art.*, vol. XX, núm. 8, Barcelona.
- FERNANDEZ-MONTERO, A.; GARCIA ACEDO, J. L., y TORCAL, R. (1971).—«Contribución al conocimiento del Jurásico de Montanejos (Castellón de la Plana)». *Cuadernos Geología Ibérica*, vol. 2, Madrid.
- GAUTIER, F., y MONGIN, D. [1965].—«Observations stratigraphiques et paléontologiques sur le Wealdien de l'Est de la province de Teruel (Espagne)». *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 2.^e série, t. 37, Paris.
- GAUTIER, F. (1967).—«Nouvelles observations sur le Tertiaire continental de la Chaîne Ibérique au Sud-Est de Teruel (Espagne)». *Compt. Rend. Som. Soc. Géol. France*, fasc. 2, Paris.
- (1968).—«Sur la stratigraphie et les facies du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur au Nord de Teruel (Espagne)». *Compt. Rend. Som. Soc. Géol. France*, fasc. 2, Paris.
- (1968).—«Sur l'existence et l'âge d'un paléovolcanisme dans le Jurassique Sud-aragonais (Espagne)». *Compt. Rend. Som. Soc. Géol. France*, fasc. 3, Paris.
- (1971).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 591 (Mora de Rubielos), Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (Primera serie)». *IGME*, Madrid.
- (1974).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 614 (Manzanera), Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (Segunda serie)». *IGME*, Madrid.
- GAUTIER, F.; MOISSENET, E., y VIALARD, P. [1972].—«Contribution a l'étude stratigraphique et tectonique du fossé néogène de Teruel (Chaînes Ibériques, Espagne)». *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 3.^e série, núm. 77, Paris.
- GAUTIER, F., y HEINTZ, E. (1974).—«Le gisement villafranchien de La Puebla

- de Valverde (Province de Teruel, Espagne)». *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 3.^o série, núm. 228, París.
- HAHNE, K. (1943).—«La Cadena Celtibérica al Este de la línea Cuenca-Teruel-Alfambra». *Public. Alem. Geol. España*, t. II, Madrid.
- (1944).—«Investigaciones estratigráficas y tectónicas en las provincias de Teruel, Castellón y Tarragona». *Public. Alem. Geol. España*, t. II, Madrid.
- MOISSENET, E., y GAUTIER, F. (1971).—«La région de Rubielos de Mora (Province de Teruel, Chaînes Ibériques Orientales): Contribution à l'étude géologique et morphologique». *Mélanges de la Casa de Velázquez*, tome VII, París.
- PAILHE, P. (1971).—«Caracteres morphologiques de la dépression d'El Pobo (Monts Celtibériques orientaux)». *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, t. 42, fasc. 1.
- RIBA, O. (1959).—«Estudio geológico de la Sierra de Albarracín». *Cons. Sup. Invest. Cientf.*, Madrid.
- RIBA, O., y RIOS, J. M. (1962).—«Observations sur la structure du secteur sud-ouest de la Chaîne Ibérique (Espagne)». *Mém. hors-série Soc. Géol. France, Livre à la Mémoire du Professeur P. Fallot*, t. I, París.
- RICHTER, G., y TEICHMULLER, R. (1933).—«Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten». *Abh. der Ges. der Wiss zu Göttingen, Math-Phys. Klasse III, Heft 7*, Berlín.
- ROMAN, F. (1923).—«Fauna calloviense del mineral de hierro de Sarrión». *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., Serie Geol.*, núm. 33, Madrid.
- ROYO GOMEZ, J. (1921).—«La facies continental en el Cretácico inferior ibérico». *Asoc. Esp. Prog. Cienc., Cong. Oporto*, t. VI, Madrid.
- (1926).—«Tectónica del Terciario continental ibérico». *Compt. Rend. Cong. Géol. Intern. Madrid*, t. II, Madrid.
- SAENZ, C. (1932).—«Notas para el estudio de la facies Wealdica española». *Asoc. Esp. Prog. Cienc., Cong. Lisboa*, t. V, Madrid.
- TRIGUEROS, E.; NAVARRO, A., y VILLALON, C. (1959).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 542 (Alfambra), Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (Segunda serie)». *IGME*, Madrid.
- (1959).—«El límite Jurásico-Cretáceo al N de Teruel». *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. España*, t. 53.
- VERNEUIL, E. DE, y COLLOMB, E. (1852-1853).—«Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne». *Bull. Soc. Géol. France*, t. X, París.
- VERNEUIL, E. DE, y LORIERE, E. (1870).—«Formación cretacea de la provincia de Teruel». *Rev. Min.*, t. 21, Madrid.
- VIALLARD, P. (1973).—«Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique sud-occidentale». Thèse Sc. Nat., *Travaux Lab. Géol. Méditerran.*, Université P. Sabatier, Toulouse.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA