



IGME

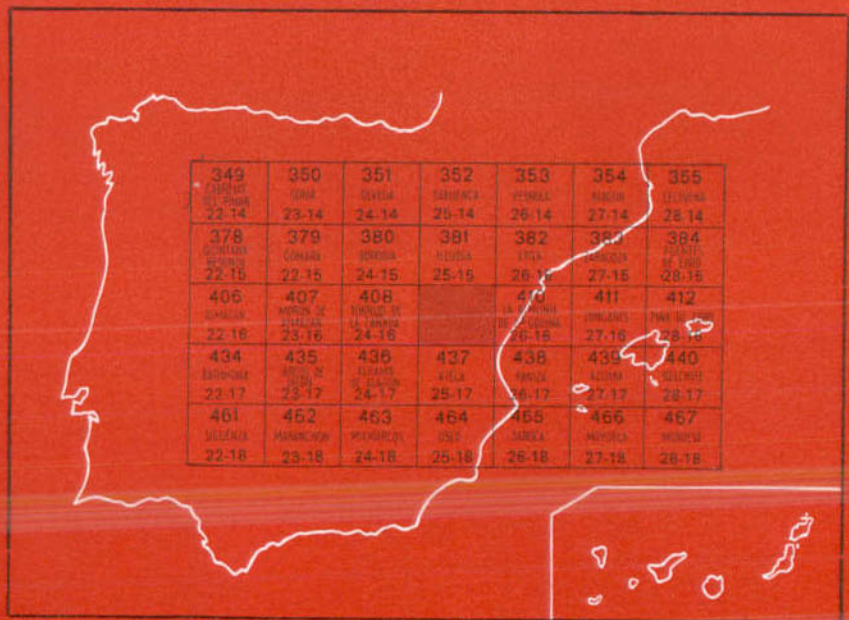
409**25-16**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CALATAYUD

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

CALATAYUD

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

Esta Hoja y Memoria han sido realizadas por Compañía General de Sondeos, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, utilizando un equipo de División de Geología integrado por Enrique Aragonés Valls, Antonio Hernández Samaniego, Mariano J. Aguilar Tomás y José Ramírez del Pozo. La cartografía y trabajos de campo se deben a los dos autores citados en primer lugar. Los trabajos de Laboratorio (Petrografía y Sedimentología y Micropaleontología) han corrido a cargo de M. J. Aguilar Tomás y J. Ramírez del Pozo, respectivamente. De la integración de datos, confección final de la Hoja y redacción de su Memoria se han encargado principalmente los autores mencionados en primer lugar.

Las muestras de Macropaleontología correspondientes al Paleozoico han sido determinadas por Genaro L. García-Alcalde y Miguel Arbizu Senosiain, del Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo.

La coordinación y dirección de los trabajos ha sido llevada a cabo por J. Ramírez del Pozo.

Agradecemos a E. Aguirre y M. Hoyos de la Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana del Instituto «Lucas Mallada» (C.S.I.C.) sus orientaciones sobre la bioestratigrafía del Neógeno de la cuenca de Calatayud.

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 - 4.454 - 1981

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

1 INTRODUCCION

La Hoja de Calatayud está situada entre las ramas castellana y aragonesa de la Cordillera Ibérica; aproximadamente la mitad de la Hoja corresponde a la depresión de Calatayud. Administrativamente, pertenece a la provincia de Zaragoza.

El relieve es muy abrupto en el sector oriental de la Hoja, con alturas de hasta 1.300 m. en la Sierra de La Virgen (borde N), mientras que en el sector central está poco accidentado, a excepción del relieve estructural de la Sierra de Armantes (964 m.), oscilando las cotas entre 520 y 700 m. La red fluvial está constituida por los ríos Jalón, Ribota, Manubles y Perejiles, que cortan la Hoja en varias direcciones.

Los núcleos de población son relativamente numerosos, debiéndose mencionar las localidades de Calatayud, Moros, Aniñón, Villalengua, Villarroya de la Sierra, Morés y Saviñán.

El área está cubierta por depósitos del Precámbrico, Paleozoico (Cámbrico, Ordovícico y Silúrico), Triásico, Terciario (Oligoceno, Mioceno y Plioceno) y Cuaternario.

Desde el punto de vista estructural pueden separarse en la Hoja cinco unidades: Zona estructural de Purroy, Zona estructural del Jalón, Fosa de Morés (situadas en la mitad nororiental) y la Zona estructural del Manubles y Depresión de Calatayud, ambas en la mitad suroccidental.

Hay que destacar la superposición de las etapas tectónicas de las orogénias Hercínica y Alpina. La caracterización de etapas de plegamiento prehercínicas es problemática. La estructura hercínica tiene un estilo de plegamiento y fractura, pudiéndose localizar las principales fases de plegamiento por los datos regionales entre el Carbonífero Inferior y el West-

faliense. Las fases de la Orogenia Alpina sobre los materiales paleozoicos plegados originaron la compartimentación de estos siguiendo antiguas líneas estructurales.

Durante las fases de compresión los bloques paleozoicos cabalgan sobre los sedimentos triásicos, dando en estos estructuras en escamas y pliegues muy apretados, en ocasiones tumbados. En fases posteriores de descompresión, se origina la Depresión de Calatayud por el hundimiento de los bloques del zócalo.

Respecto a minería, canteras y posibilidades de explotación de aguas subterráneas, la Hoja tiene un interés muy limitado.

La información previa, en lo que a cartografía geológica se refiere, se reduce a los mapas 1:200.000 (Síntesis de la Cartografía Existente, Hoja de Zaragoza) publicada por el IGME; el de BRUIJN, del Mioceno de Calatayud; el de AGUIRRE y otros (1974), también de este Mioceno, y los de escala 1:25.000 realizados por CGS (inéditos) que cubren la mitad nor-oriental de la Hoja.

2 ESTRATIGRAFIA

Afloran en la Hoja de Calatayud materiales pertenecientes al Precámbrico, Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, Triásico, Oligoceno, Mioceno, Plioceno y Cuaternario.

El Precámbrico aflora en una franja de orientación NO-SE, en el borde oriental de la Hoja.

Los materiales Cámbricos forman los relieves de Viver y Embid, en la mitad oriental de la Hoja, así como al oeste del río Manubles, en el sector SO.

El Ordovícico está presente en el sector NE y en el ángulo SO. El Silúrico basal está representado al norte de Purroy.

El Triásico aflora en una banda NO-SE en el sector de Morés.

El Oligoceno ha sido identificado al O de Villalengua, en el borde oeste de la Hoja.

Los materiales del Mioceno de la Depresión de Calatayud se extienden por el centro de la Hoja.

Los depósitos pliocenos y cuaternarios recubren especialmente al Mioceno.

2.1 PRECAMBRICO (PC)

La unidad pizarrosa que forma el substrato de la Cuarcita de Bámbola, fue descrita por LOTZE (1929) con el nombre de Pizarras de Paracuellos,

y atribuida al Cámbrico Superior. Más tarde (1961) el propio LOTZE la situó en el Precámbrico.

Se trata de esquistos gris-verdosos, formados por cuarzo, clorita, plagioclasa y opacos fundamentalmente, y por circón, turmalina y rutilo como accesorios detríticos. Presentan textura blastosamítica, algo amigdalal, por el distinto tamaño de grano de los agregados cuarzo-plagioclasa, en relación a la matriz clorítica. No se aprecia neoformación clara de minerales metamórficos, pero es evidente la recristalización orientada de cloritas, así como la orientación y alargamiento de los granos de cuarzo, con formación de flecos orientados. Es dudosa la presencia de albita de neoformación. Todo ello define un metamorfismo de baja intensidad, al igual que ocurre en la Sierra de la Demanda (COLCHEN, 1974).

La potencia observada es, en la vecina Hoja de Illueca, de más de 1.500 m.

El contacto con los niveles basales del Cámbrico se presenta siempre mecanizado y aparentemente concordante, pero esta aparente concordancia puede ser debida a la propia mecanización.

2.2 CAMBRICO

La Estratigrafía del Cámbrico de la Cordillera Ibérica fue descrita por LOTZE en 1929. En los trabajos posteriores se ha respetado la nomenclatura que el citado autor dio a las distintas unidades litoestratigráficas.

El propio LOTZE, junto con SDZUY (1961), realiza la biozonación y subdivisión del Cámbrico Inferior y Medio, modificadas más tarde por SDZUY (1971). Véase en la tabla 1 la relación de las biozonas de SDZUY con las unidades litoestratigráficas.

Otras aportaciones al estudio del Cámbrico de la Ibérica, se deben a BARTSCH (1966), QUARCH (1967), SCHMIDT-THOME (1968) y ALIAGA (1968), especialmente sobre estratigrafía y sedimentología del Cámbrico Inferior y Medio. Más tarde, SCHMITZ (1971) y JOSOPAIT (1972) han realizado el estudio estratigráfico de las Capas de Ateca, en las que identificaron el Tremadociense.

Teniendo en cuenta los trabajos de los autores citados, la estratigrafía del Cámbrico Inferior y Medio se ha sintetizado en la tabla 1, esquema válido para el sector septentrional de la Cordillera Ibérica.

2.2.1 CAMBRICO INFERIOR (CA_{11q}, CA₁₁, CA_{11l}, CA₁₂, CA₁₂₋₁₃, CA₁₃ y CA₁₂₋₂₁)

En la Rama Oriental, el Cámbrico Inferior consta de los seis tramos descritos por LOTZE; los inferiores, de litología detrítica gruesa, carecen

de fósiles, apareciendo los primeros Trilobites en los niveles superiores pizarrosos. En la zona de Ateca los dos niveles superiores [Huérmeda y Daroca] junto con las capas inferiores de Murero están representados en sucesión detrítica no diferenciable. Según SDZUY, los tres niveles inferiores corresponden al piso Ovetiense. La Dolomía de Ribota y las pizarras de Huérmeda (en parte), con *Strenuaeva*, *Saukianda*, *Kingaspis* y *Lusatiops*, corresponden al Marianiense; mientras que el techo de Huérmeda y Daroca, con *Realaspis* y *Pseudolenus*, y la base de las capas de Valdemiedes, con *Hamatolenus* y *Termierella*, constituye el piso Bilbiliense.

Los afloramientos del Cámbrico Inferior en la Hoja están situados en el sector SO (zona de Morés), y sobre todo en la mitad oriental (zona de Viver de la Sierra-Huérmeda). La intensa tectonización que presentan estos materiales hace difícil el levantamiento de perfiles. El estudio estratigráfico se ha realizado a partir de las secciones de Embid (X = 774.100; Y = 759.000) y Huérmeda (X = 774.750; Y = 755.150).

Cuarcitas de Bámbola (CA_{11q})

Comprende una potente serie de cuarcitas, de tonos claros, en bancos gruesos con estratificación cruzada, muy compactas, dando lugar a relieves topográficos importantes, con una potencia del orden de 300-400 m. En líneas generales, al ascender en la serie se produce una progresiva disminución del tamaño de grano, pasándose de niveles microconglomeráticos en la base, ricos en cantillos de cuarcita y sílex, a areniscas y ortocuarcitas de grano fino hacia el techo.

Se aprecian secuencias menores, positivas, similares a la descrita como secuencia general.

Capas de Embid (CA₁₁)

Por encima del tramo anteriormente descrito, se reconoce una serie alternante de areniscas y limolitas que, hacia el techo, se hace más cuarcítica. Sus colores verdes oscuros contrastan con los tonos claros de cuarcita de Bámbola. Son frecuentes las estructuras de corriente (marcas basales, estratificación cruzada y «ripple-marks»), y abundantes pistas orgánicas. Su potencia es de unos 250 m.

Tanto las limolitas como las areniscas están constituidas fundamentalmente por granos detríticos de cuarzo, plagioclasas más o menos sericitizadas y matriz sericítico-clorítica. Como accesorios, micas (moscovita, biotita), y circón, turmalina y rutilo. Se aprecia, en los niveles con menos matriz, el desarrollo de texturas de presión-solución. Los niveles más altos del tramo se caracterizan por la aparición de feldespatos potásicos detríticos, exclusivos o en mayor proporción que las plagioclasas.

Capas de Jalón (CA₁₁)

Serie predominantemente limolítica, ligeramente arenosa en la base, evolucionando hacia limolitas más finas y algo calcáreas hacia arriba, con intercalaciones de niveles de dolomías. Presenta colores abigarrados pero predominantemente rojizo-violáceos, lo que permite diferenciar fácilmente este tramo del de las capas de Embid. Esta coloración se debe a la presencia de hierro en forma de carbonatos, óxidos y sulfuros.

En la parte superior, abunda la estratificación de tipo lenticular con «ripple-marks», «load-cast», bioturbación, marcas de escape de gas, pistas orgánicas y estratificación cruzada.

Los limos están formados por granos de cuarzo detrítico, feldespato potásico (y ocasionalmente plagioclasas), láminas de biotita ferruginizada y matriz sericítico-clorítica rica en óxidos de hierro.

La potencia de este tramo es de unos 150 m.

Dolomías de Ribota (CA₁₂)

Por encima de la serie anterior se desarrolla un tramo de dolomías masivas, ocreas en superficie y gris oscuro en fractura fresca, que presenta intercalaciones de pizarras verdes.

Son dolomías secundarias, de grano grueso a muy grueso, conteniendo cuarzos idiomorfos y una ligera proporción de materia arcillosa y/o óxidos de hierro. Localmente las dolomías pueden estar muy silicificadas y, en ocasiones, con mineralizaciones de baritina.

En las pizarras intercaladas, en el valle del Jalón LOTZE (1961) cita *Lusatiops ribotanus* R. y E. RICHTER, *Strenuaeva incondita* SDZUY, y *Kingaspis velatus* SDZUY.

La potencia de la dolomía de Ribota es de unos 80 m. en el valle del Jalón.

Pizarras de Huérmeda (CA₁₂₋₁₃)

Sobre las dolomías del tramo anterior se sucede una serie de pizarras verde-grisáceas. Están formadas por una pequeña proporción de granos detríticos de cuarzo, tamaño limo, pajuelas de moscovita, y matriz sericítica con óxidos de hierro, o bien con matriz clorítica.

En la Hoja de Illueca se han encontrado en estas pizarras Trilobites de la Subfamilia *Neoredlichinae*, correspondientes al género *Realaspis*, que dan una edad de la parte alta del Cámbrico Inferior.

LOTZE (1961) cita en la localidad tipo: *Lusatiops ribotanus*, *Midmaca* aff. *coloi* HUPE, *Redlichia* sp., *Strenuaeva* sp.

La potencia es de unos 70 m.

Areniscas de Daroca (CA₁₃)

Serie de areniscas de color gris claro, algo amarillentas, en bancos de unos 30 cm., con intercalaciones de pizarras verdes que disminuyen hacia el techo. Son areniscas formadas por granos de cuarzo detrítico, tamaño arena media, feldespatos potásicos y plagioclasas (muy sericitizadas) con matriz de sericita-clorita. Como accesorios, circón, turmalina y rutilo y ocasionalmente pirita.

La potencia es de unos 70 m.

Capas del Manubles (CA₁₂₋₂₁)

En la zona de Ateca-Morés, entre la dolomía de Ribota y la dolomía del Cámbrico Medio, existe una sucesión detrítica, de unos 100 m. de potencia, que corresponde a los niveles de Huérmeda-Daroca y las pizarras inferiores de Murero. Hacia el techo aparecen nódulos dolomíticos.

SCHMITZ cita fauna del tramo medio del Cámbrico Inferior (*Realaspis*, *Lusatiops*, *Neoredlichiiinae*) de los niveles basales, mientras que el techo contiene *Termierella* sp. y *Acadoparadoxides mureroensis* SDZUY, de la base del Cámbrico Medio.

2.2.2 CAMBRICO MEDIO (CA₂₁₋₂₂, CA₂₂ y CA₂₂₋₃)

Aflora únicamente en la zona del Manubles. Los niveles basales del Cámbrico Medio están representados, como hemos visto, en las «Capas del Manubles». El estudio estratigráfico se ha realizado a partir del perfil de Ateca (X = 758.800; Y = 750.600).

Dolomía de Murero (CA₂₁₋₂₂)

Encima de las Capas del Manubles, descansa un tramo dolomítico de unos 15 m. de potencia, con intercalaciones pizarrosas que encierran una rica fauna del tramo medio del Cámbrico Medio, en especial de la «Zona de *Badulesia*» de SDZUY (SCHMITZ, 1971) por lo cual esta unidad es correlacionable con la «Griotte» de la Rama Aragonesa.

Pizarras superiores de Murero (CA₂₂)

Se trata de unas pizarras color gris-azulado, que contienen Trilobites de la zona de *Pardailhania* y, en parte, de la zona de *Solenopleuropsis*, del tramo medio del Cámbrico Medio (« piso de *Solenopleuropsidae* »).

La potencia de este tramo es de unos 50 m.

ETRIE	BIOESTRATIGRAFIA (Sdzuy, 1971)		LITOESTRATIGRAFIA	
	PISO	NIVEL	Rama Occidental	Rama Oriental
Medio	Piso sin Solenopleuropsidae.		Capas de Acón	
	Solenopleuropsidae.	Solenopleuropsidae	Pizarras superiores de Murero.	
		Pardailhanian		
		Badulesia	Dolomias	Limolitas nodulosas
	Cámbrico	P. (Acado-paraoxides)	Acadolenus	No identificado
C. ovata				
Cámbrico Inferior	Cámbrico i/m	Capas del Manubles	Pizarras inferiores de Murero.	
			Daroca	
			Huermeda	
	Bilbiliense	Ribota		
		Jalón		
Marianiense	Embid			
	Bambola			
Ovetiense				

Tabla 1.—Estratigrafía del Cámbrico Inferior y Medio de la Cordillera Ibérica, al norte de Calatayud.

Basado en datos de LOTZE (1929, 1961) QUARCH (1967), SCHMITZ (1971), JOSOPAIT (1972), y propios.

Capas de Acón (CA₂₂₋₃)

En la base contienen un paquete de areniscas (Capas de Villafeliche, de LOTZE), pasando hacia arriba a una alternancia de areniscas y pizarras, con Trilobites y restos de Braquiópodos. La potencia es de unos 1.500 m.;

la fauna citada por SCHMITZ (1971) y JOSOPAIT (1972) pertenece en su mayor parte al «piso sin *Solenopleuropsidae*» de SDZUY (techo del Cámbrico Medio). Según JOSOPAIT (1972), el techo de esta unidad debe estar ya en el Cámbrico Superior basal.

2.2.3 CAMBRICO SUPERIOR-TREMADOCIENSE INFERIOR (CA₃-O₁₁)

Se trata de una unidad eminentemente detrítica, constituida por areniscas y cuarcitas, con pizarras alternantes subordinadas; ha sido descrita por SCHMITZ con el nombre de «Cuarcita de Barrera». La potencia es de unos 500 m., y consta de dos tramos cuarcíticos separados por un tramo pizarroso. En el techo del tramo inferior existe un nivel de conglomerados que ha sido interpretado como el tránsito Cámbrico-Ordovícico.

En el tramo basal, JOSOPAIT (1972), cita *Billingsella jalonensis* y *Cruziana simplicata*, y en los tramos superiores *Poramborthis hispanica* y *Cruziana furcifera*.

2.3 ORDOVICICO

El Tremadociense fue identificado por JOSOPAIT (1970) en las «Capas de Ateca». Anteriormente se había supuesto la existencia de una laguna estratigráfica entre el Cámbrico Superior y la Cuarcita Armoricana. Para el resto del Ordovícico puede aplicarse la subdivisión de LOTZE (1929).

El estudio estratigráfico se ha realizado a partir de los perfiles de Ateca (X = 788.800; Y = 750.600) y Villanueva del Jalón (X = 781.300; Y = 766.400).

2.3.1 TREMADOCIENSE (O₁₁^P y O₁₁)

Se incluyen en el Tremadociense las pizarras superiores a las «Cuarcitas de Barrera», denominadas por SCHMITZ (1971) «Pizarras de Corzas», y la sucesión de pizarras y cuarcitas comprendidas entre éstas y la «Cuarcita Armoricana».

«Pizarras de Corzas» (O₁₁^P)

Afloran en el ángulo SO de la Hoja. Las pizarras contienen algunas intercalaciones arenosas y su color es verde oscuro a azulado. SCHMITZ (1971) cita en esta formación el Braquiópodo *Ectenoglossa* sp., del Ordovícico Inferior, así como *Cruziana simplicata* SALTER y *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY.

Capas de Algairén (O₁₁)

Por debajo de la Cuarcita Armoricana se reconoce una sucesión predominantemente cuarcítica que puede correlacionarse con la Formación Dehesa (JOSOPAIT, 1972), y por tanto debe ser incluida en el Tremadociense. Su potencia es superior a 1.000 m.

Tanto las areniscas como las limolitas están formadas por granos de cuarzo detrítico, de feldespato potásico y plagioclasas, láminas de moscovita, óxidos de hierro y matriz clorítica. En las areniscas menos ricas en matriz, los granos de cuarzo se suturan por procesos de presión-solución.

Es frecuente la presencia de estratificación cruzada, huellas de sobrecarga y pistas (*Scolithus*, *Cruziana*, hacia el techo).

2.3.2 SKIDDAWIENSE (O₁₂^{q1}, O₁₂, O₁₂^{q2})

La «Cuarcita Armoricana», recubre en aparente concordancia al Tremadociense. Aflora en las proximidades de Purroy, formando los relieves de Cuanés y la Chaparrilla.

Consta de tres niveles bien diferenciados:

Nivel inferior (O₁₂^{q1})

Formado por ortocuarcitas claras de aspecto vítreo, con estratificación cruzada, de unos 20 m. de potencia. Los granos presentan crecimientos secundarios y contactos de presión-solución.

Nivel medio (O₁₂)

De cuarcitas de grano fino y color grisáceo de tonos claros a oscuros, con «ripple-marks» y laminación horizontal y lenticular, con unos 100 m. de potencia, con Cruzianas.

Nivel superior (O₁₂^{q2})

De características análogas al nivel inferior, con unos 150 m. de espesor. Las areniscas contienen matriz sericita y presentan contactos de presión-solución.

2.3.3 ORDOVICICO MEDIO (O₂)

Se trata de una sucesión predominantemente pizarrosa, de color verde, de unos 100 m. de potencia, que contiene bivalvos del Landeillo: *Actino-*

donta y *Redonia*, además de Trilobites de la familia *Iliaenidae*, Braquiópodos (*Pionodema* sp., *Aegiromena*, *Orthida*), Gasterópodos (*Bellerophontacea*), y Crinoideos indeterminables.

Las pizarras están constituidas por una pequeña fracción de cuarzo de tamaño limo, moscovita detrítica, cemento ferruginoso y matriz sericítico-clorítica.

2.3.4 ORDOVICICO SUPERIOR-BASE SILURICO (O₃-S₁)

Se compone de 35 m. de arenisca característica clara a la que sucede un nivel calcáreo (5 m.) de color ocre, ferruginizado; finalizando con 20 m. de pizarras y arenas grises alternantes, con aumento del carácter arenoso hacia arriba. Según el esquema de LOTZE (1929), los dos primeros tramos corresponderían, respectivamente, a la «Cuarcita del Caradoc» y a la «Caliza Ashigillense», perteneciendo ya el tramo superior al Llandoverense.

Las areniscas, de grano medio a grueso, en la base, están formadas por cuarzo subredondeado a subanguloso, en una matriz clorítica, a veces de estructura oolítica (chamosita). Hacia el techo las areniscas contienen también feldespatos potásico y plagioclasa, con cemento ferruginoso asociado a carbonatos.

Las calizas son verdaderas lumaquelas de Crinoideos y Braquiópodos, en matriz arcillosa.

2.4 SILURICO

Unicamente está representado el Silúrico Inferior en las proximidades de Purroy. Ha sido reconocido en el perfil de Villanueva del Jalón (X=781.300; Y = 766.400).

2.4.1 CUARCITA LLANDOVERYENSE (S₁^A)

Su aspecto es parecido a la Cuarcita Armoricana: se trata de ortocuarzitas claras, vítreas, compactas, con estratificación cruzada, huellas de sobrecarga y pistas orgánicas. Su potencia es de unos 8 m.

2.4.2 PIZARRA DE GRAPTOLITES (S₁p)

Encima de la Cuarcita Llandoverense descansa una sucesión pizarrosa de colores grises a rojos, con niveles ferruginosos, sin fósiles, de unos 60 m. de potencia.

2.5 TRIASICO

Se encuentra localizado en el borde nororiental de la Hoja, con un afloramiento de gran extensión situado entre Morés y Purroy, según una franja alargada de dirección NO-SE y pequeños afloramientos, en contacto mecánico con el Paleozoico (al E de Purroy y Sestrica) o bajo los depósitos del Mioceno, al NE de Villarroya de la Sierra.

Se han reconocido sedimentos en facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. De la primera se han distinguido tres tramos o unidades cartográficas y de las dos restantes dos tramos en cada una. El estudio estratigráfico de detalle se realiza a partir de la columna de Morés (X = 778.440; Y = 765.000). La intensa tectonización de la zona, junto con la existencia de tramos plásticos intercalados en este sistema, impiden el conocimiento detallado de algunos niveles, siendo frecuente en la cartografía el contacto mecánico entre formaciones.

2.5.1 FACIES BUNTSANDSTEIN (T_{G1} , T_{G1}^S , T_{G1}^A)

No existen en la Hoja afloramientos continuos que permitan el estudio de una columna estratigráfica completa de esta facies. En la cartografía se han separado tres tramos litológicos, que regionalmente tienen representatividad.

Las variaciones laterales de potencias en estos tramos pueden ser importantes, teniendo en cuenta que el criterio de separación obedece a la proporción entre los dos componentes principales, areniscas y limolitas.

a) Tramo basal (T_{G1})

Aflora, aunque de forma incompleta, en las proximidades de Purroy limitado por dos fracturas, y al NE de Villarroya de la Sierra discordantemente sobre las cuarcitas cábricas y, en parte cubiertas por los depósitos de conglomerados del Mioceno. Está constituido con conglomerados rojizos de cantos de cuarcita, que no sobrepasan los 5 cm. de diámetro, y matriz arcillo-arenosa, con costras de limonita.

La potencia máxima visible es de 15 m. al NE de Villarroya, aunque no aflora el tramo de limolitas rojas que van asociadas al tramo de conglomerados, en otros puntos de la región. En la Hoja contigua de La Almunia de Doña Godina, el tramo basal está constituido en la base por unos 10 m. de conglomerados y, a techo, por 15 m. de limolitas rojas con niveles intercalados de areniscas rojizas.

b) Tramo medio (T_{G1}^s)

Fundamentalmente arenoso, comprende los ritmos sedimentarios constituidos por areniscas rojas de grano fino a medio, subredondeados, con matriz arcillosa y cemento silíceo que presenta algunas intercalaciones de arcillas y limolitas rojas.

En la columna de Morés, este tramo tiene una potencia de 133 m. y aunque cabe la posibilidad de que falte parte de la serie, no debe ser muy importante si comparamos esta potencia con las que presenta este tramo en la Hoja de La Almunia de Doña Godina, donde oscila entre 120 y 133 m.

c) Tramo superior (T_{G1}^1)

Constituido fundamentalmente por limolitas y limolitas arcillosas rojas laminadas, con finas intercalaciones de areniscas rojas y blanco-verdosas con moscovita, en lajas de 3 a 8 cms. con estratificación cruzada. Por encima se sitúan unas arcillas rojas y verdes con pequeñas láminas calcáreas amarillentas, en contacto con el tramo calcáreo basal del Muschelkalk.

En la columna medida en Morés, este tramo alcanza una potencia de 107 m.

2.5.2 FACIES MUSCHELKALK (T_{G2} y T_{G2}^c)

Aflora en el borde NE, según una franja que se extiende desde Morés hasta El Frasnó (Hoja de La Almunia de Doña Godina). Es una zona de tectónica complicada, deslizamientos, escamas e inversiones del buzamiento, que dificultan un estudio estratigráfico detallado. Este se realiza a partir de la columna de Morés. En la cartografía se han separado dos tramos o unidades litológicas que presentan continuidad regionalmente:

a) Tramo inferior (T_{G2})

Está representado en la base por 12 m. de margas grises y calizas arcillosas tableadas. A techo se encuentra un paquete masivo de arcillas rojas, con intercalaciones de limolitas rojas en la parte inferior, y yesíferas en la superior. La potencia de este tramo (T_{G2}) medido en Morés es de 57 m., aunque lateralmente presenta variaciones por el deslizamiento del tramo superior (T_{G2}^c) sobre el tramo plástico subyacente.

b) Tramo superior (T_{G2}^c)

Fundamentalmente dolomítico, está representado en la base por unas arcillas verdes y amarillas con intercalaciones arenosas y unas dolomías

amarillentas laminadas. El resto del tramo lo constituyen unas dolomías negruzcas, masivas en la base, parcialmente brechificadas, dolomicritas; hacia el techo se hacen más tableadas y microcristalinas (dolomicritas y dolomías finamente cristalinas). En esta parte superior se han reconocido secciones de *Fronicularia woodwardi* (HOWCH), *Halobia* sp., *Favreina* y restos de Crinoideos. La potencia de toda la unidad dolomítica es de 51 m., aunque cabe la posibilidad de que falten los niveles superiores de la unidad cartográfica.

2.5.3 FACIES KEUPER (T_{G3})

Los materiales de facies Keuper están constituidos, como en toda la Cordillera Ibérica, por arcillas varioladas y abigarradas (tonos rojos, amarillos y verdes) con niveles intercalados de yesos rojos. Se encuentran en afloramientos de reducida extensión en el borde nororiental de la Hoja, en contacto mecánico tanto en el tramo subyacente (T_{G2}^c) como con el inmediatamente superior (T_{A33}), por lo que las potencias de 50 a 70 m. que se encuentran en la zona, pueden considerarse inferiores a las originales.

2.5.4 RETHIENSE (T_{A33})

Se encuentran, como la facies Keuper, aflorando en retazos de dimensiones muy pequeñas en las proximidades de Morés. Debido a la intensa tectonicidad a que ha estado sometida esta zona, este tramo presenta su contacto inferior mecanizado por el deslizamiento del mismo sobre las arcillas abigarradas (T_{G3}). Se trata de un conjunto de dolomías vacuolares («carniolas»), masivas, de tonos gris-negruzcos y siempre azoicas. Las potencias de los distintos afloramientos oscilan entre 10 y 20 m., aunque es de esperar potencias mayores en otras zonas.

2.6 OLIGOCENO

Está representado en la Hoja por dos pequeños afloramientos. El de mayor extensión está localizado en el borde O al N de Villalengua, y continúa con mayor amplitud en la Hoja de Torrijo de la Cañada, en parte fosilizado por los depósitos detríticos del Mioceno. El segundo afloramiento está situado en Purroy, estando en contacto mecánico por falla con el Paleozoico.

El estudio estratigráfico se realiza a partir de la columna de Villalengua (X = 753.500; Y = 762.710). Debido a la falta de criterios litológicos y paleontológicos con que poder correlacionar los dos afloramientos anteriormente citados, se han diferenciado en la cartografía ambos depósitos como

del Oligoceno indiferenciado y en el de Villalengua se han distinguido dos tramos litológicos.

2.6.1 OLIGOCENO DE VILLALENGUA (T_3^A , T_3^A cg)

Aflora discordante sobre el Muschelkalk, al N de Villalengua, aunque más al O, fuera de Hoja, se apoya, igualmente, sobre otras formaciones mesozoicas y paleozoicas. Está suavemente ondulado por estructuras anticlinales y sinclinales sucesivas, que quedan fosilizadas por los sedimentos del Mioceno. En la cartografía se han diferenciado dos tramos litológicos, uno inferior limo-margoso y otro superior conglomerático. En la cuenca de Almazán, RICHTER (1930) distingue en el Oligoceno, al N de Alhama, tres tramos, el inferior y superior de conglomerados y el intermedio margoso. Es posible que el tramo basal de conglomerados, que en la presente Hoja no aflora, exista en otros puntos de la cuenca del Manubles.

a) Tramo inferior (T_3^A m)

Constituido por una alternancia de capas de limos calcáreos de tonos anaranjados con otras de margas blanco-rosadas. Los limos calcáreos están formados por granos de cuarzo detrítico (25 por 100 aproximadamente) de tamaño arena, subangulosos, en matriz micrítica recristalizada, rica en óxidos de hierro, y algo arcillosa. La potencia visible de este tramo en la columna de Villalengua es de 35 m., aumentando hacia el NO.

b) Tramo superior (T_3^A cg)

Constituido por conglomerados pardo-rojizos de cantos gruesos, muy redondeados y cementados. La composición litológica de este depósito es de cuarcitas y areniscas principalmente, aunque son bastante frecuentes los cantos de caliza cretácica, y en menor proporción de oligisto y cuarzo. También son frecuentes las intercalaciones de calizas arenosas de color beige de escasa continuidad lateral. Son micritas gravelosas de posible origen algal, dismicríticas y pisolíticas. La potencia de este tramo es de 15 m.

2.6.2 OLIGOCENO DE PURROY (T_3^A)

En la localidad de Purroy hay un pequeño afloramiento de conglomerados de características petrográficas parecidas a las del tramo superior (T_3^A cg) del Oligoceno de Villalengua, constituido fundamentalmente por cantos gruesos, siendo abundantes los del tamaño de bolos redondeados procedentes

de calizas jurásicas y areniscas y dolomías del Trías, y en menor proporción del Cretácico, con pequeños lentejones discontinuos de calizas claras y arcillas verdes.

Se ha cartografiado como una unidad indiferenciada dentro del Oligoceno, por encontrarse aislado del resto de las formaciones terciarias, y carecer de criterios paleontológicos con los que poder situarlo con cierta precisión dentro de la escala cronoestratigráfica de la zona. No obstante no se descarta la posibilidad de que corresponda al tramo (T_3^A cg) del Oligoceno de Villalengua, teniendo en cuenta sus características litológicas.

2.7 MIOCENO

Ocupa la mayor parte de la mitad suroccidental de la Hoja. Está constituido por una serie de depósitos continentales dispuestos subhorizontalmente, que presentan una distribución en bandas más o menos concéntricas en la llamada depresión de Calatayud. En los bordes predominan facies detríticas, brechas, conglomerados y areniscas, pasando hacia el centro, por facies más finas, a las evaporíticas. Se encuentra discordante con el resto de las formaciones que afloran en la Hoja; sobre el Oligoceno en Villalengua, sobre el Trías al N de Villarroya de la Sierra, siendo el resto de los apoyos sobre las formaciones Paleozoicas que bordean la cubeta por el NE (Sierra de la Virgen) y el SO (Zona de Moros-Ateca).

Existen numerosos trabajos del Mioceno de la Depresión de Calatayud. Los primeros realizados datan de finales del siglo pasado y casi siempre son de carácter muy general. Posteriormente fueron apareciendo sucesivos estudios de la zona. En 1926 HERNANDEZ-PACHECO hace las primeras determinaciones con fauna paleomastológica recogida en Nombrevilla (cerca de Daroca). En 1928 LOTZE realiza un trabajo sobre la constitución y génesis de la cuenca de Calatayud. De carácter más amplio es el trabajo de RICHTER (1930) sobre las Cadenas Ibéricas entre el Jalón y la Demanda. A partir de 1954 CRUSAFONT, VILLALTA y TRUYOLS realizan numerosos trabajos sobre yacimientos de Vertebrados en la cuenca de Calatayud. La tectónica de la Depresión ha sido tratada por JULIVERT (1954) y FONTBOTE (1956), mientras que BOMER (1956) ha estudiado sus aspectos morfológicos. HERNANDEZ-PACHECO y MELENDEZ (1957) estudian yacimientos de Crofrolitos en el Mioceno de Calatayud. En 1966 y en años sucesivos BRUIJIN estudia diversos yacimientos de molares y dientes de roedores situados en diversos puntos de la cubeta. También son de destacar los distintos trabajos realizados por diversos autores sobre el Neógeno Superior y Cuaternario Inferior de la Depresión de Calatayud, entre los que se destaca a HOYOS y MORALES (1974).

Se han diferenciado en la cartografía los depósitos miocenos que afloran

ran en el borde NO, y que por facies se han asimilado a la Depresión del Ebro, de los restantes materiales miocenos existentes en la Hoja, que corresponden a la Depresión de Calatayud.

MIOCENO DE LA DEPRESION DEL EBRO (Tcg^{Ba-Bb}_{c12-11})

Al NE de Purroy afloran unos depósitos que se extienden en la Hoja contigua (La Almunia de Doña Godina) hacia Morata de Jalón. Aunque no se encuentran directamente asociados a los depósitos miocenos de la Depresión del Ebro, se han asimilado a ellos por sus características litológicas. Consisten en unos conglomerados marrón rojizos de cantos redondeados de cuarcita y matriz limo arenosa que pasan lateralmente a areniscas de granos redondeados de cuarzo poco cementados y con matriz limosa rojiza. Se disponen rellenando paleocanales, y pasan hacia arriba a limolitas marrón rojizas.

MIOCENO DE LA DEPRESION DE CALATAYUD

Comprende los depósitos que rellenan una cubeta de forma alargada según la dirección NO-SE, que divide a la Cordillera Ibérica en dos ramas, la castellana o interna y la aragonesa o externa. Estos materiales proceden de la destrucción de los relieves paleozoicos y mesozoicos marginales, y presentan, dentro de la cuenca, una distribución general según bandas más o menos concéntricas. En los bordes predominan las facies groseras, representadas por brechas y conglomerados; en una posición intermedia se sitúan las facies finas de areniscas, limos y arcillas, que pasan al centro de la cubeta a facies evaporíticas de yesos y carbonatos. En detalle, esta distribución facial es disimétrica según el eje transversal. Así en la zona marginal SO los materiales detríticos, formados por brechas empastadas en una matriz limo-arcillosa, son muy poco evolucionados, siendo escaso el transporte sufrido como se refleja en la alta proporción de cantos de pizarra y el carácter anguloso de los mismos. En el borde NE, por el contrario, los depósitos constituidos por conglomerados masivos y areniscas indican un grado mayor de transporte. Por otra parte, atendiendo a las facies carbonatadas, se encuentran los niveles calcáreos más bajos distribuidos en la mitad nororiental de la cubeta (fig. 2). Estas variaciones de las facies en la horizontal, pueden estar relacionadas con pequeñas reactivaciones, durante el Mioceno, de la fractura que limita por el SO la Depresión de Calatayud, y que es visible en distintos puntos de la cuenca (Moros, Daroca, etc.). Las facies marginales pasan rápidamente hacia el interior a facies más finas, debido a una pérdida brusca de la capacidad

de transporte del medio. Este relevo de facies es particularmente visible en la CN-II entre Ateca y Terrer. Mayor extensión ocupan los depósitos detríticos procedentes del NO, de donde provienen los mayores aportes a la cuenca. Hacia el SE estos depósitos pasan a limos-arenosos y arcillas, quedando una estrecha franja entre Terrer y Ateca (fig. 3).

Las variaciones de facies en la vertical está caracterizada por la sustitución brusca de la serie yesífera por la carbonatada, posiblemente reflejo de una disminución de la aridez. Esta formación calcárea superior presenta un carácter «extensivo» respecto a la formación yesífera, ocupando grandes extensiones del centro de la cuenca, llegando incluso a rebasar las formaciones detríticas. Incluso los conglomerados procedentes de las zonas marginales llegan en Armantes a intercalarse entre los tramos calcáreos.

Se han diferenciado en la cartografía once formaciones con características litológicas distintas. Para comprender las relaciones espaciales entre ellas, ha sido de gran utilidad el trazado de líneas fotogeológicas de capa. El estudio de detalle se ha realizado a partir de las columnas de Armantes (X = 767.650; Y = 752.180) y Torres (X = 776.470; Y = 750.420).

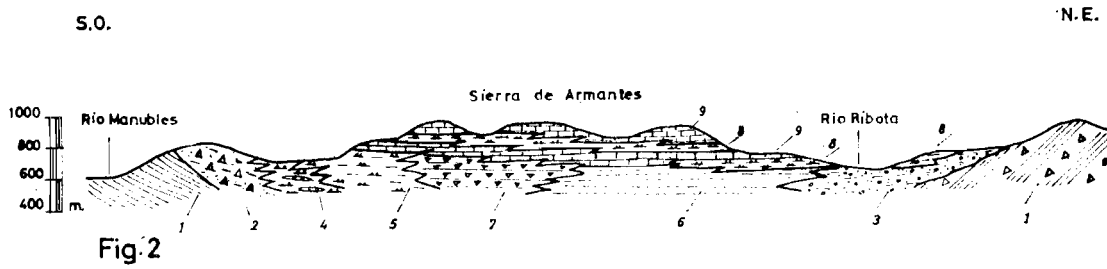
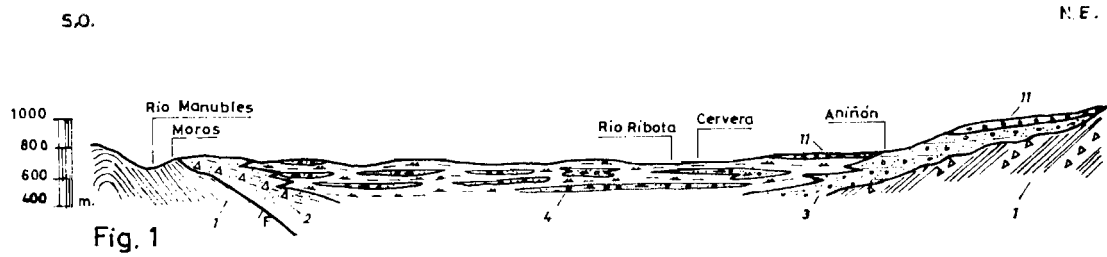
Es una cuenca rica en yacimientos de vertebrados, siendo de destacar las dataciones realizadas por BRUIJN con dientes y molares de roedores recogidos en diversos yacimientos de Torralba, Armantes y Ateca, así como el yacimiento de mamíferos de Torralba, estudiado por CRUSAFONT.

2.7.1 AQUITANIENSE-BURDIGALIENSE (T_{c11-12}^{Ba} , Ty_{c11-12}^{Ba})

Dentro del ámbito de la Hoja este tramo está representado por dos formaciones litológicas diferentes, aunque procedente una de la otra por cambio lateral de facies. Ocupan la zona central de la cubeta en las proximidades de Calatayud.

a) Formación detrítica (T_{c11-12}^{Ba})

Representa la evolución lateral de los depósitos del NE de la cuenca en su mitad sur hacia los yesíferos del centro, por lo que presenta niveles intercalados de ambas facies. Está constituida por arcillas y limos rosados, con intercalaciones de areniscas en la base; hacia el techo pasan a arcillas y limos grises y verdes laminados con intercalaciones margosas blancas. Lateralmente hacia el SO indenta con la formación yesífera (Ty_{c11-12}^{Bc}), en cuyas inmediaciones son frecuentes los niveles de limos y margas yesíferos.



N.O.

S.E.

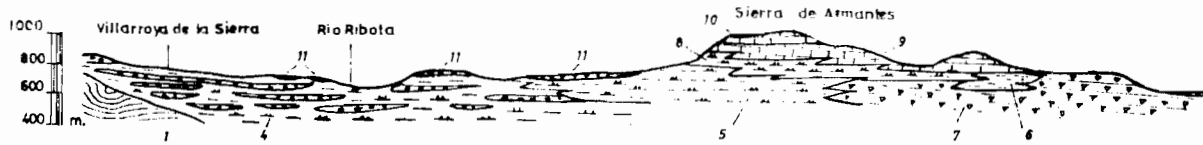


Fig.3

LEYENDA

- 1 PALEOZOICO
- 2 BRECHAS Y CONGLOMERADOS (T_{c11}^{Ba-Bc})
- 3 CONGLOMERADOS Y ARENISCAS (T_{c11}^{Ba-Bc})
- 4 CONGLOMERADOS Y LIMOS ARENOSOS (T_{c11}^{Ba-Bc})
- 5 LIMOS Y ARCILLAS (T_{c11}^{Ba-Bb})
- 6 ARCILLAS Y MARGAS (T_{c11-12}^{Ba})
- 7 YESOS Y LIMOS YESIFEROS (T_{c11-12}^{Ba})
- 8 LIMOS CALCAREOS Y LIMOS ARCILLOSOS (T_{c11}^{Ba-Bb})
- 9 CALIZAS Y MARGAS (T_{c12-11}^{Ba-Bb})
- 10 CALIZAS (T_{c11-12}^{Bc})
- 11 DEPOSITOS RECIENTES
- F FALLA

Distribución de facies en la depresión de Calatayud

b) **Formación yesífera** (T_{c11-12}^{Ba})

Se desarrolla en la zona central de la cubeta, por debajo de las calizas y margas de Sierra Armantes, extendiéndose en dirección SE. Está constituida por capas de yesos de 15 a 20 cm. de potencia, con pequeñas juntas de arcillas verdes con recristalizaciones secundarias de yeso y yesos alabastrinos laminados, en bandas alternantes blancas y negras de escasos milímetros. Se encuentran intercalados niveles de arcillas negruzcas y verdosas con láminas de yesos y arcillas y limos yesíferos. Los bancos de limos yesíferos se hacen más potentes hacia los bordes, conteniendo nódulos blancos alabastrinos. En estos tramos se encuentran los yacimientos de coprolitos del castillo de Calatayud (HERNANDEZ-PACHECO y MELLENDZ, 1956). Cubriendo las paredes de pequeñas cavidades existentes en los yesos, se encuentran cristalizaciones secundarias de epsomita.

2.7.2 AQUITANIENSE-VINDOBONIENSE INFERIOR (T_{c11}^{Ba-Bb} , T_{c9c11}^{Ba-Bb} , T_{c11}^{Ba-Bb} , T_{c11}^{Ba-Bb} , y T_{c9c11}^{Ba-Bb})

En este tramo están representadas la mayor parte de las formaciones detríticas del Mioceno de la presente Hoja. Se extiende desde el borde NO de la cuenca hacia la Sierra de Armantes, donde queda cubierta por los tramos calcáreos que constituyen las elevaciones de dicha Sierra. También ocupa las zonas marginales de la cubeta. Desde el punto de vista litológico lo constituyen depósitos de brechas, conglomerados, areniscas, limos y arcillas, que definen las siguientes formaciones:

a) **Formación de Moros** (T_{c11}^{Ba-Bb})

Aflora exclusivamente a lo largo de una eschecha franja del borde SO de la cubeta, no existiendo su equivalente en la zona marginal NE. Está constituida por brechas de rocas paleozoicas, cuarcitas y pizarras, empastadas en una matriz areno-limosa de color rojo intenso. El tamaño de los cantos decrece a medida que nos alejamos de los relieves paleozoicos, a la vez que aumenta el grado de transporte pasando a los depósitos más elaborados de la Formación Villarroja (T_{c9c11}^{Ba-Bb}).

b) **Formación Villarroja** (T_{c9c11}^{Ba-Bb})

Es la formación que mayor superficie de afloramientos presenta en la Hoja. Ocupa la mitad NO de la cubeta, así como una estrecha franja en contacto con la anterior Formación (T_{c11}^{Ba-Bb}), y está constituida por paleo-

canales de cierta continuidad lateral rellenos de cantos bien rodados de cuarcita, arenisca y caliza, alternando con niveles de limos y limos arenosos, en bancos de 1,5 a 2 m. El color de esta formación es rojo pálido.

Las areniscas están constituidas por granos subangulosos de cuarzo detrítico (5 por 100 aproximadamente); feldespatos potásicos (10 por 100), fragmentos de rocas calizas (20 por 100), cementados por carbonatos.

c) **Formación Terror** (T_{c11}^{Ba-Bb})

Aflora en la zona que bordea la Sierra de Armantes por el Norte y Oeste. Constituyen los depósitos de tránsito de la Formación Villarroya (T_{c11}^{Ba-Bb}) a la Formación yesífera (T_{c11-12}^{Ba}), por lo que presenta caracteres litológicos de ambas. Está caracterizada por tramos de limos de color rojo claro con escasos niveles intercalados de conglomerados. Cerca de Terror se observan en esta formación intercalaciones de arcillas rojas y limos verdosos con bandas de 10 cm.

En la zona de tránsito de la formación Terror a las facies de borde se han encontrado diversos yacimientos de roedores. De estos los más próximos a la zona que nos ocupa son los de Ateca y Munébrega (Hoja de Paniza). BRUIJN ha datado a los de la primera localidad como Aquitaniense Superior, y a los de la segunda como Burdigaliense. La potencia máxima visible de esta formación es de 50 m. en las proximidades de Terror.

d) **Formación Torralba** (T_{c11}^{Ba-Bb})

Aflora en la Sierra de Armantes, donde forma una cuña cubierta por las formaciones calcáreas del Burdigaliense-Vindoboniense Inferior (T_{c12-11}^{Ba-Bb}). Hacia el Norte se extiende por los alrededores de Torralba de Ribota. Las mayores potencias las presenta en la ladera norte de la Sierra de Armantes, donde alcanza 150 m., disminuyendo paulatinamente hacia el SE. Desde el punto de vista litológico lo que caracteriza a esta formación es la alternancia de tramos duros y blandos rojizos, dando en conjunto el aspecto de un tramo compacto rojizo claro. En detalle presenta mayores variaciones. En la sección estudiada de Armantes se distingue un tramo superior constituido por capas de 0,5 a 1 m., en las que alternan margas blanco-rosadas con nódulos subsféricos de arcillas rojas y limos calcáreos blancos con geodas de calcita con tramos arcillosos y limo-arcillosos rojizos, con predominio de los tramos rojos sobre los blancos; intercalados se encuentran algunos niveles finos de conglomerados de cantos redondeados de cuarcita. Contiene restos de Ostrácodos y Moluscos. El tramo

inferior, algo más calcáreo, está constituido por margas arenosas grises y blancas con restos de Gasterópodos, limos calcáreos blancos, arcillas y limos-arcillosos rojizos y niveles laminados de dolomías pardo-negruczas (microdolomías) con estratificación ondulada y niveles ferruginosos y carbonosos. En la base de este tramo inferior son muy frecuentes los cambios laterales de facies con lentejones de arcillas rojas y negruzcas, margas grises con nódulos pisolíticos, nivelillos calcáreos (pseudoesparitas) y calizas travertínicas. Han sido varios los yacimientos estudiados por BRUIJN en sedimentos de esta formación: cuatro en Torralba y dos en Sierra de Armantes, que han proporcionado fauna Burdigaliense y Vindoboniense Inferior. También en esta facies, en las proximidades de Torralba, CRUSAFONT ha estudiado un yacimiento de mamíferos, datado como Burdigaliense. En Armantes esta formación indenta lateralmente con las formaciones calcáreas (T_{c12-11}^{Ba-Bb}).

e) **Formación Sediles** (Tg_{c11}^{Ba-Bb})

Constituye la facies de borde de los depósitos miocenos en la zona marginal NE de la cubeta. La componen principalmente unos conglomerados masivos de cantos heterométricos subredondeados, de cuarcita y en menor proporción de areniscas y pizarra, con matriz limo-arcillosa de tonos abigarrados, rojos, amarillos y verdes, con intercalaciones de areniscas blanco-amarillentas en capas de 0,5 m. de potencia, y paleosuelos ferruginosos.

En los afloramientos de esta formación, situados entre el río Jalón y la CN-II, existen incluidos en este depósito lechos de brechas y microbrechas con cemento calcáreo.

Más al Norte, hacia Aniñón, predominan materiales menos elaborados constituidos por brechas de color ceniciento, de cantos subangulosos de cuarcita y pizarra empastados en una matriz limo-arenosa. Hacia el centro de cuenca estos depósitos se indentan con la Formación detrítica (T_{c11-12}^{Ba}), existiendo tramos de tránsito constituidos por areniscas, arcillas y margas y con la Formación de Villarroya (Tcg_{c11}^{Ba-Bb}) en la zona de Aniñón.

2.7.3 BURDIGALIENSE-VINDOBONIENSE INFERIOR (T_{c12-11}^{Ba-Bb})

Los sedimentos de este tramo se encuentran principalmente en la Sierra de Armantes, formando los relieves altos, y en la zona de Torres. La potencia es extremadamente variable con fuerte crecimiento hacia el SE. En las zonas donde esta Formación se apoya sobre los tramos arcilloso-margosos de la Formación detrítica (T_{c11-12}^{Ba}) el límite de separación entre

ambas facies es ambiguo, ya que la superior procede de la subyacente por un enriquecimiento sucesivo en carbonatos.

Desde el punto de vista litológico, se pueden distinguir dos tramos. El tramo inferior, constituido por calizas dolomíticas (dolomicritas) y margas blancas, en capas de 0,5 a 1 m. de potencia, que con frecuencia cambian lateralmente de facies. Presentan intercalados costrones irregulares no muy continuos de sílex, en ocasiones incluidos en forma de nódulos arrifionados dentro de los tramos margosos, así como niveles de escasa potencia de travertinos, arcillas lignitíferas y conglomerados gris-verdosos de cantos muy redondeados de cuarcita con matriz arenosa y cemento calcáreo. En la base de este tramo, en el contacto con la formación yesífera subyacente, predominan las arcillas verde-oscuras con costras hasta de 1 m. de potencia de sílex, y nódulos esféricos de crecimiento radial del mismo mineral. En los tramos margosos se han encontrado la siguiente microfauna: *Candona praecox* STRAUB., *Candona recta* LIEN., *Cypridopsis kinkelini* LIEN., *Cyprideis* aff. *miocenica* (LIEN.), *Eocytheropteron* sp., *Chara* cf. *cilindrica* GRAMB. y *Corbicula* sp. La macrofauna es muy escasa, solamente se ha encontrado *Planorbis* sp. El tramo superior presenta en su base niveles de 0,50 a 0,60 m. rojizos de areniscas calcáreas, con nódulos arcillosos y cantos dispersos de cuarcitas que en ocasiones pasan a lentejones de conglomerados, arcillas y limos calcáreos con intercalaciones de margas blancas y lentejones de arcillas lignitíferas. Hacia el techo se produce un enriquecimiento paulatino de carbonatos, predominando los niveles de calizas (micritas) arcillosas y arenosas blancas mal estratificadas, calizas dolomíticas muy carstificadas, con intercalaciones de arenas-limolíticas rosadas muy calcáreas, con geodas de calcita.

En esta formación se han hallado diversos yacimientos de Roedores en los tramos arcillosos lignitíferos que han sido datados por BRUIJN como Vindoboniense Inferior.

En la zona de Torres, borde sur de la Hoja, se incluye dentro de esta formación calco-margosa, en la que se encuentran restos de Gasterópodos, un tramo cuya potencia oscila entre 8 y 15 m. de margas blancas y arcillas anaranjadas con oncolitos de 3 a 5 cms. de diámetro, que hacia el techo contienen niveles de areniscas calcáreas muy porosas con restos de conchas y calizas travertínicas.

2.7.4 VINDOBONIENSE INFERIOR (T_{c11}^{bb} y T_{c11}^{bb})

Este tramo está representado por dos formaciones muy alejadas entre sí, y con una distribución dentro de la cuenca muy distinta.

a) **Formación limosa** (T_{c11}^{Bb})

Situada al N de Villarroya de la Sierra, ocupando una situación marginal dentro de la cubeta en contacto con los materiales paleozoicos y triásicos; constituida por una facies muy restringida de limos anaranjados y amarillentos, masivos, con escasos cantos dispersos muy redondeados de cuarcita. Pasa lateralmente a la Formación (Tc_{c11}^{Ba-Bb}).

b) **Formación calcárea** (T_{c11}^{Bb})

Aflora en los relieves más altos de la zona de Torres, y procede por cambio de facies de los niveles superiores de la Formación (T_{c12-11}^{Ba-Bb}). Está constituida por capas de 0,5 a 1 m. de calizas algales (micritas y dismicritas algales) carstificadas y mal estratificadas, con niveles travertínicos y pisolíticos con restos de Ostrácodos y Characeas.

2.7.5 VINDOBONIENSE SUPERIOR-PONTIENSE (T_{c11-12}^{Bc})

Este tramo está situado en la parte superior de la Sierra de Armantes por encima de la cota 900. Constituido fundamentalmente por bancos de calizas dolomítica-blanquecinas (Pseudoesparitas y dolomicritas) con un tramo intermedio en el que las capas de calizas alternan con niveles de calizas arcillosas y margas blancas. La serie aflorante tiene una potencia algo superior a 50 m.

2.8 PLIOCENO-CUATERNARIO

Comprende una serie de depósitos recientes discordantes sobre las formaciones paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas de la Hoja. En la cartografía se han diferenciado dieciocho formaciones atendiendo a los caracteres litológicos y morfológicos de cada tipo de depósito. Están representados materiales Plio-Pleistocenos, Pleistocenos y Holocenos.

2.8.1 PLIO-PLEISTOCENO ($T_{c2-Q_1}^B$, $Tb_{c2-Q_1b}^B$, $Tcg_{c2-Q_1cg}^B$)

Comprende extensas formaciones detríticas que cubren anteriores superficies de erosión.

Estos depósitos están relacionados con los relieves paleozoicos de la Sierra de la Virgen, de donde proceden los materiales que lo constituyen.

Tienen mayor desarrollo los situados en la vertiente SO de la Sierra, donde fosiliza con frecuencia el contacto con los sedimentos del borde de la Depresión de Calatayud con el Paleozoico, siendo de menor importancia los diversos afloramientos de la vertiente NE de la Sierra, así como otro afloramiento situado en el borde sur de la Hoja, en la margen derecha del Jiloca.

En la cartografía se han diferenciado:

a) **Depósitos tipo raña** ($T_{c2}^B-Q_1$)

Afloran en retazos de escasa potencia (menor de 5 m.) sobre los materiales paleozoicos de la Sierra de la Virgen, en las proximidades de Sediles y Sestrica. Estos mismos depósitos, en la vertiente opuesta de la Rama Aragonesa, alcanzan potencias que oscilan entre 60 y 80 m. Están constituidos por sedimentos limo-arenosos, marrón-rojizos, no estratificados, con cantos dispersos angulosos de cuarcita y pizarra de tamaño inferior a 20 cm. de diámetro.

b) **Depósitos de bolos y bloques** ($T_{c2}^B-Q_1b$)

Forman extensos mantos detríticos, que cubren en parte las formaciones paleozoicas de la Sierra de la Virgen, y se extienden sobre materiales del Mioceno del borde NE de la Depresión de Calatayud. Están constituidos por bloques, bolos y cantos en general redondeados o subredondeados de cuarcita con escasa matriz arenosa. En la base de estos depósitos suelen encontrarse limos arenosos rojizos con cantos angulosos dispersos, fácilmente observables en las pistas que salen de Aniñón hacia la Sierra, que pueden representar restos de los depósitos tipo raña ($T_{c2}^B-Q_1$).

c) **Depósitos de conglomerados** ($Tc_{g2}^B-Q_1cg$)

Afloran únicamente en el borde sur de la Hoja, a lo largo de la carretera de Calatayud a Teruel. Están constituidos por conglomerados de color marrón de cantos redondeados de cuarcita a veces cubiertos por una fina película de caliche. Fuera de Hoja, encima de los conglomerados hay unos tramos de arcillas y margas blanco-amarillentas. La potencia de estos depósitos, contando el tramo margo-arcilloso, pasa de 40 m. La datación de este depósito es dudosa, debido a que su posición relativa con los materiales subyacentes ha quedado modificada por pequeños movimientos atecónicos de los yesos miocenos.

2.8.2 PLEISTOCENO (Q_1T_1 , Q_1T_2 , Q_1T_3 , $Q_1T_1^1$, $Q_1T_2^1$, Q_1G_1 , Q_1G_2 , Q_1G_3 , Q_1C y Q_1Cd)

Dentro de este grupo se han diferenciado:

a) Terrazas de Jalón y Perejiles (Q_1T_1 , Q_1T_2 , Q_1T_3)

Se han distinguido en la cartografía tres terrazas:

Q_1T_1 : Terraza superior, 40-45 m.

Q_1T_2 : Terraza media, 18-23 m.

Q_1T_3 : Terraza inferior, 10-13 m.

- La terraza superior (Q_1T_1): Está situada en la margen derecha del Jalón, constituida por gravas poligénicas bien rodadas, cementadas, con intercalaciones arenosas cubiertas en parte por limos yesíferos blancos (eólicos). Cerca de la carretera de Calatayud a Teruel, tiene una potencia de 12 m.
- La terraza media (Q_1T_2): Está constituida por gravas poligénicas redondeadas, cementadas, con abundante matriz limo arenosa. Tiene una potencia media de 2,5 m.
- La terraza inferior (Q_1T_3): Está constituida por gravas basales sin cementar y encima limos arenosos. Tiene una potencia media de 2 a 3 m.

b) Terrazas de Ribota y Manubles ($Q_1T_1^1$, $Q_1T_2^1$)

Se han diferenciado de las terrazas del Jalón, por encontrarse a distinta altura y por su composición litológica; no presentan cantos de caliza del Mioceno, ni están cementadas.

Se han distinguido dos terrazas:

$Q_1T_1^1$: Terraza superior, 15-20 m.

$Q_1T_2^1$: Terraza inferior, 6-9 m.

- La terraza superior ($Q_1T_1^1$): Está formada por gravas de cantos gruesos muy rodados, de cuarcita, y en menor proporción de cantos procedentes de distintos tramos del Mesozoico.
- La terraza inferior ($Q_1T_2^1$): Está constituida por gravas poligénicas con matriz limo arenosa abundante, cubiertas por limos arenosos marrones

c) Depósitos de Glacis (Q_1G_1 , Q_1G_2 , Q_1G_3)

Constituyen extensos planos inclinados hacia los cauces de los ríos

Ribota, Jalón y Perejiles, cubiertos por depósitos de gravas y limos, cuya génesis está asociada a condiciones climáticas semiáridas. En la cartografía se han diferenciado:

- Glacis aluviales (Q_1G_1): Constituidos por gravas monogénicas de cuarcita con matriz arenosa, de color blanquecino, cubiertas por una costra calcárea (caliche).
- Glacis de piedemonte (Q_1G_2): Únicamente quedan restos de este depósito en las laderas N y O de Armantes. Están formados por cantos angulosos cementados de caliza, empastados en una matriz limosa. Formados a expensas de materiales miocenos de Sierra de Armantes.
- Glacis de vertiente (Q_1G_3): Forman extensas planicies de limos arenosos con cantos dispersos. Estos materiales proceden principalmente de las formaciones (Ta_{c11}^{Ba-Bb}) y (Tcg_{c11}^{Ba-Bb}). Enlazan lateralmente con la terraza inferior del río Ribota.

d) Conos de Deyección (Q_1Cd)

Constituidos por limos con cantos angulosos dispersos, cementados por costras calcáreas. Los cantos proceden exclusivamente de las dolomías del Muschelkalk. Situados en las proximidades de Saviñán y Morés.

e) Coluviales (Q_1C)

Constituidos por depósitos arenosos y limosos con cantos de cuarcita y pizarra.

2.8.3 HOLOCENO (Q_2Al , Q_2 , Q_2C , Q_2Cd)

a) Aluviales (Q_2Al)

Se han señalado como Cuaternario aluvial los rellenos de los ríos Manubles, Ribota, Jalón y Perejiles, situados por debajo de la terraza inferior. Están constituidos por bolos y gravas heterométricas y poligénicas con abundante matriz limo arenosa.

b) Holoceno indiferenciado (Q_2)

Constituido por depósitos de elaboración muy escasa y extensión reducida.

c) Coluviales (Q_2C)

Solamente se han señalado en la cartografía aquellos que por alcanzar

gran desarrollo no permiten la interpretación de la estructura geológica subyacente.

d) **Conos de deyección (O₂Cd)**

Depósitos de litología variable. Se han cartografiado en las desembocaduras de los torrentes de los ríos Manubles, Jalón y Perejiles.

3 TECTONICA

3.1 TECTONICA REGIONAL

La estructura que presentan los materiales estudiados en el área de la Hoja viene determinada fundamentalmente por la superposición de las orogénias herciniana y alpina. La caracterización de fases de plegamiento prehercínicas es dificultosa, ya que no se observan lagunas estratigráficas ni discordancias angulares en las series paleozoicas. Tales fases parecen estar representadas únicamente en los cambios litológicos determinados por variaciones de la velocidad de la subsidencia que ha tenido lugar desde el Cámbrico Inferior hasta, por lo menos, el Devónico Inferior.

La existencia de un plegamiento precámbrico no puede ser probada, puesto que la base del Cámbrico descansa en contacto mecánico aparentemente concordante sobre el Precámbrico. Como señala LOTZE (1966), es posible que la propia mecanización sea responsable de esta aparente concordancia.

La identificación del Tremadociense en las «Capas de Ateca» ha modificado las ideas establecidas sobre los movimientos tectónicos del Ordovícico Inferior. El paso del Cámbrico al Ordovícico viene dado por niveles de conglomerados, localmente potentes (conglomerados de Necutiu, en la Sierra de la Demanda), probablemente correlacionables con la fase Toledánica de los movimientos sárdicos (LOTZE, 1956). Por otra parte, no ha sido identificada claramente una discordancia en la base de la «Cuarcita Armoricana». En cualquier caso, la supuesta laguna estratigráfica entre esta formación y el Cámbrico Superior, se ha visto muy reducida con la identificación del Tremadociense. LOTZE ha propuesto el nombre de fase Ibérica para los movimientos pre-skiddawienses.

Los movimientos caledónicos no han sido identificados en la Cordillera Ibérica. En el sector septentrional de ésta, el Triás descansa en clara discordancia angular sobre el Cámbrico, Ordovícico, Silúrico y Devónico Inferior, faltando la mayor parte del Devónico, el Carbonífero y el Pérmico. La presencia en el sector meridional de la Ibérica de Namuriense A plegado (RIBA, VILLENA y VALLIERES, 1966), y en la Demanda de Westfaliense B-C

discordante (WIENANDS, 1964) sitúan el plegamiento en la fase Palentínica, sin descartar la posibilidad de que actuaran fases anteriores (posible fase Bretónica).

Las características del plegamiento son similares a las descritas por COLCHEN (1974) en la Sierra de la Demanda: la estructura de los materiales prehercinianos revela dos etapas de plegamiento y una fase póstuma de distensión. La primera fase determina la disposición en anticlinales y sinclinales de gran radio, de dirección NNO-SSE a NO-SE, simétricos o disimétricos con vergencia NE, acompañados de esquistosidad de fractura. Con esta fase puede estar relacionado el débil metamorfismo que presentan las pizarras precámbricas. La segunda fase se caracteriza por cabalgamientos de orden kilométrico y de importancia regional, como puede observarse en la zona de Nigüella, donde el Cámbrico Inferior-alto de la unidad de Badules (LOTZE, 1929) descansa sobre materiales devónicos de la unidad de Herrera, habiéndose producido el corrimiento a nivel de las Capas de Jalón.

Los materiales cabalgados presentan esquistosidad y pliegues de arrastre. Una probable fase póstuma origina los sistemas de fracturas E-O, NO-SE y SO-NE, resultando la fragmentación en bloques de los materiales paleozoicos.

Con el Triásico se inicia una nueva etapa subsidente que se prolonga durante todo el Jurásico. Tras el depósito de la serie triásica, y durante la sedimentación carbonatada de la base del Lías, débiles movimientos de la fase Paleocimmérica provocan la sedimentación por «slumping» de las brechas calcáreas. CALDERON (1898) atribuye a esta fase la falta del Triás Medio y Superior en algunas áreas, por ejemplo, en Calcena (Hoja de Illueca), Cuevas de Agreda (Hoja de Tabuena), etc., así como en numerosos puntos de la Cordillera Ibérica, donde las dolomías rethienses se apoyan directamente sobre los distintos niveles de Buntsandstein. Posteriormente RICHTER (1930) interpreta la ausencia de los tramos plásticos del Triás, como debida al deslizamiento de las brechas y niveles superiores a favor de los mismos, durante la orogenia alpina.

Posteriormente movimientos epirogénicos, de la fase Neocimmérica, son los causantes del levantamiento del umbral de Ateca, así como de la individualización de la fosa sedimentaria de Cameros (RICHTER, 1930).

Aunque en la zona no afloran materiales cretácicos ni eocenos, regionalmente se ha probado la existencia de ligeros plegamientos de fase Aústica, que prefiguran las principales estructuras alpidicas.

La fase Pirenaica adquiere cierta intensidad, siendo numerosos los puntos (Alhama, Ciruela, Deza, etc.) donde se observan las dislocaciones preoligocenas. RICHTER cuenta con la posibilidad de que las discordancias preoligocenas, en las zonas donde faltan los depósitos eocenos, se puedan considerar como la suma de dos plegamientos débiles, uno preeocénico y

otro preoligocénico. En esta edad, el zócalo paleozoico queda fragmentado según fallas longitudinales en escalón, que esbozan las depresiones del Ebro y Calatayud, que no recibieron su forma definitiva hasta la fase Sávica, cuando tiene lugar el plegamiento principal de la orogenia Alpina.

El comportamiento de los materiales de la serie estratigráfica frente a los movimientos alpinos de carácter compresivo es diferencial. En efecto, los materiales paleozoicos han constituido un sistema de bloques, ya esbozados durante las últimas etapas hercínicas. Sobre ellos, el Buntsandstein se ha comportado como un «tegumento» por encima del cual los niveles plásticos del Muschelkalk y Keuper han permitido, al actuar como lubricante, la independización de los materiales jurásicos. Como consecuencia de este comportamiento diferencial, los materiales paleozoicos se estructuran en «horsts» y «semihorsts», con desplazamientos a favor de planos estructurales inclinados hacia el SO., con clara vergencia NE. En los bordes orientales de estas dislocaciones, donde la compresión ha sido máxima, los sedimentos mesozoicos quedan cobijados por los del paleozoico, siendo frecuente los sinclinales tumbados y las imbricaciones en escamas. En zonas algo alejadas de éstas de máxima compresión, predomina la tectónica gravitacional o de deslizamiento (pliegues de cobertera), caracterizada por una disarmonía entre zócalo y cobertera. Las unidades plásticas del Muschelkalk y Keuper han actuado como lubricantes, produciéndose una discordancia tectónica entre las unidades que constituyen el tegumento y las unidades jurásicas.

Así, tenemos en este sector de la Ibérica los siguientes tipos estructurales:

- 1) Pliegues de zócalo (los que estructuran el Paleozoico alforante).
- 2) Pliegues de revestimiento, que afectan al tegumento guardando estrechas relaciones con el zócalo.
- 3) Pliegues de cobertera, caracterizados por una disarmonía entre zócalo y cobertera, favorecido por los horizontes plásticos triásicos.

Por otra parte, en la evolución de las fosas tectónicas, donde se instalan las cuencas miocenas del Ebro y Calatayud, han intervenido dos o tres fases orogénicas, con una primera etapa de compresión que dio origen a fallas inversas, con cobijaduras, y una posterior, de distensión, que originó una serie de fallas normales en relevo, que hundieron el centro de la depresión. Posteriormente, movimientos de reajustes de bloques dan lugar a deformaciones de amplio radio que afectan a los sedimentos miocenos de ambas depresiones.

3.2 DESCRIPCIÓN DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS

En la Hoja de Calatayud pueden distinguirse cinco grandes unidades estructurales, que son:

a) **Anticlinal del Manubles**

Situado en el ángulo SO de la Hoja; forma parte de la Rama Occidental de la Cordillera Ibérica. Está constituido por materiales Cámbricos a Tremadocienses. En conjunto es un anticlinal de dirección NO-SE, cuyo flanco oriental está casi enteramente cubierto por el Terciario de la Depresión de Calatayud, estando el flanco occidental complicado por deslizamientos producidos a favor de los niveles plásticos del Cámbrico Medio.

b) **Zona estructural del Jalón**

Ocupa gran parte de la mitad oriental de la Hoja, y está formada por materiales del Precámbrico y del Cámbrico Inferior. La estructura interna consiste en un sistema de anticlinales y sinclinales de dirección NO-SE, afectados por fallas de desgarre de dirección O-E y fallas inversas. El límite occidental de la unidad viene dado por el Terciario de la Depresión de Calatayud, mientras que el oriental lo constituye la importante fractura inversa de dirección NO-SE y edad alpina, que limita la Depresión de Morés.

Pueden distinguirse los siguientes elementos estructurales:

Anticlinal de Carrascal.—Su dirección es NO-SE. Su flanco O, afectado por varias fallas inversas vergentes al NE, desaparecen bajo el Terciario de la Depresión de Calatayud y su eje se hunde hacia el SE.

Sinclinorio de Viver-Noguerilla.—Asimétrico, de dirección NO-SE. Su núcleo, en el que afloran las Capas de Jalón y las Dolomías de Ribota, presenta una compleja estructura en cascada de pliegues, fracturas inversas y cabalgamientos locales.

Falla de Embid.—Se trata de una falla de desgarre de dirección aproximada O-E, levógira, que afecta a los pliegues anteriormente descritos.

c) **Zona de Purroy**

Ocupa el ángulo NE de la Hoja, y está constituida por materiales del Cámbrico Inferior y del Ordovícico Inferior. Los materiales cámbricos, en serie subvertical a invertida, cabalgan al Ordovícico Inferior. El accidente, de probable edad herciniana, tiene más de 4.000 m. de salto y vergencia Este.

d) **Fosa de Morés**

Comprende una franja alargada según la dirección NO-SE, que se extiende desde Illueca, al Norte (Hoja de Illueca) hasta El Frasnó, al Sur

(Hoja de La Almunia de Doña Godina). En la Hoja que nos ocupa, entra la parte central de la Fosa de Morés. En ella los materiales Triásicos se encuentran afectados por empujes procedentes del SO que originaron las fallas inversas de Inogés al SO, y la de Purroy al NE, que delimitan la Fosa. La primera con una componente horizontal mayor que la segunda. Debido al desplazamiento hacia el NE del Paleozoico de la Sierra de la Virgen, se originan en los materiales que rellenan la Fosa de Morés una serie de estructuras que a continuación se describen:

Anticlinal del Barranco del Cubo.—La estructura general, que presenta el Triásico de la Fosa, es la de un anticlinal fallado por el plano axial. La importancia de esta dislocación aumenta hacia el SE haciendo que sea difícil de reconocer esta estructura anticlinal en las proximidades de El Frasno. Por el contrario, hacia el NO se conserva la estructura completa, ligeramente modificada por pequeñas fallas longitudinales y transversales. Entre Morés y Purroy las dolomías del Muschelkalk pasan de buzarse hacia el Oeste, a situarse verticales en el cierre periclinal, llegando, incluso, a quedar invertidas sobre las dolomías rethienses, al oeste de Purroy.

Estructuras en escamas de Morés.—El borde SO de la Fosa es la zona más afectada por la compresión, lo que se traduce en una serie de escamas y pliegues apretados en los materiales del Muschelkalk y Keuper. Hacia el SE estas estructuras pasan al sinclinal tumbado de El Frasno, que se inicia en el borde oriental de la Hoja.

e) Depresión de Calatayud

Ocupa la mayor parte de la mitad SO de la Hoja, limitada por la zona estructural de Ateca y la zona estructural de Sierra de la Virgen. Es una fosa tectónica de dirección NO-SE originada como consecuencia de la actividad de dos fases de compresión: una intrapaleógena y otra de principios del Mioceno, seguidas de una fase de distensión que fue la causante del hundimiento del centro de la depresión, antes de la sedimentación yesífera. Los relieves marginales, sometidos a intensa denudación, la proveen de materiales de relleno.

En varios puntos del borde SO de la Depresión, el Paleozoico cabalga a los depósitos miocenos que aparecen basculados hacia el NE. Este fenómeno de compresión que tuvo lugar durante el Mioceno es el responsable de la asimetría de facies que se observa según un corte transversal a la cuenca.

En general, el Mioceno se encuentra subhorizontal con una ligera inclinación regional hacia el SE, como puede observarse en los distintos depósitos que forman la Sierra de Armantes. Sin embargo, en el borde Sur de la Hoja, el Mioceno limitado por los ríos Jalón y Perejiles presenta diversas

estructuras anticlinales y sinclinales visibles en los distintos barrancos de la margen izquierda del Perejiles. Estas deformaciones no pueden explicarse por causas atectónicas, más probable es que se deban al basculamiento del bloque limitado por ambos ríos, que provocó el deslizamiento en el mismo sentido de las formaciones calcáreas favorecido por el comportamiento plástico de los yesos subyacentes.

4 HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de una región debe establecerse sobre el mayor número de datos posibles; como quiera que el área ocupada por una Hoja es muy reducida, sus datos son muy limitados para la reconstrucción de dicha historia. Por ello, en lo que sigue es preciso basarse en los resultados del estudio de las Hojas 25-14 (Tabuena), 25-15 (Illueca), 25-16 (Calatayud) y 26-16 (La Almunia), además de la bibliografía regional disponible.

Los materiales atribuidos al Precámbrico, son esquistos con intercalaciones limolíticas, representantes de una sedimentación de aportes detrítico-terrestres finos, en un ambiente que, a pesar de la ausencia de restos de fósiles y huellas de actividad orgánica, puede interpretarse como marino nerítico de relativa profundidad (ausencia de estructuras de corriente y oleaje).

Los primeros niveles posteriores a esta formación son los de «Cuarcitas de Bámbola» del Cámbrico Inferior, situándose en aparente concordancia sobre el Precámbrico, patentizando la actividad de movimientos precámbricos, seguidos de actividad erosiva.

La sedimentación cámbrica se inicia con facies detríticas gruesas con estratificación cruzada («Cuarcitas de Bámbola»), significando probablemente depósitos continentales o transicionales que evolucionan a depósitos más finos (areniscas y limos) con pistas orgánicas («Capas de Embid»). En un momento determinado y sin cambios apreciables de la constitución de los depósitos, aparecen coloraciones rojizas, por incorporación a los sedimentos de óxidos de hierro, en las «Capas de Jalón», que en su parte superior presentan características sedimentológicas propias de plataformas mareales (estratificación lenticular, laminaciones cruzadas, «ripple-marks», «load-cast», «convolute-lamination» y pistas orgánicas).

Se inicia una sedimentación carbonatada («Dolomías de Ribota») de probable carácter biostromal y, por consiguiente, de significado marino litoral. En las pizarras intercaladas en las dolomías se ha citado la presencia de restos de Trilobites, confirmando así el origen marino de los sedimentos. A continuación se inicia una sedimentación detrítica fina («Pizarras de Huérmeda») y («Capas inferiores de Murero») con un episodio intermedio de

depósitos relativamente más gruesos («Cuarcita de Daroca»), con escasos Trilobites, representando un ambiente de plataforma marina.

Hacia el techo de las «Capas inferiores de Murero», comienza la formación de nódulos calcáreos, hasta llegar a constituir una facies de tipo «Griotte» indicando una intensa diagénesis de plataforma. La sedimentación prosigue con depósitos pelíticos («Capas superiores de Murero»), con abundante fauna de Trilobites. Mediante un depósito arenoso («Areniscas de Tránsito») se pasa a una sedimentación alternante con niveles arenosos y pizarrosos, a veces con carácter turbidítico, con marcas basales, laminación de «ripple», huellas de actividad orgánica y algunos Trilobites, aún del Cámbrico Medio (Capas de Acón).

La transición al Ordovícico se efectúa por medio de una potente serie detrítica, muy arenosa, con intercalaciones de pizarras verdes nodulosas, con restos de Orthida, pistas de tipo *Vexillum* y Cruzianas (Cuarcita de Barrera).

La «Cuarcita Armoricana», con estratificación cruzada y *cruzianas*, representa una sedimentación en ambiente marino somero. Durante el Ordovícico Medio la sedimentación es pelítica con Trilobites y Braquiópodos, cambiando en el Ordovícico Superior a areniscas, con depósito de un nivel carbonatado con Crinoideos en el Ashgiliense.

En el Silúrico se inicia con un episodio arenoso para proseguir con las pizarras Llandoverenses y las alternancias del Silúrico Superior. La transición al Devónico se efectúa mediante una formación detrítica poco fosilífera.

El Devónico Inferior está representado por una sucesión pelítica y carbonatada de carácter paraarrecifal con abundante fauna de Braquiópodos, Coralarios, Tabulados, Briozoos, etc. No existen niveles paleozoicos superiores en la zona estudiada.

En conjunto, la sedimentación paleozoica tiene lugar en una extensa cuenca subsidente, cuyas oscilaciones han condicionado el carácter cíclico que presenta el registro sedimentario.

La litología es predominantemente detrítica, con efímeros episodios ferruginosos y carbonatados en el Cámbrico Inferior, Ordovícico Superior y Devónico Inferior. El ambiente sedimentario es marino, en general somero, con etapas de sedimentación pelítica de plataforma.

En el Carbonífero Inferior tiene lugar el plegamiento hercínico, distinguiéndose dos fases compresivas seguidas por una fase de distensión.

El Triásico de la región se presenta, como en toda la Cordillera Ibérica, en facies Germánica. Los materiales de la facies Buntsandstein constituyen depósitos detríticos (tipo «red-beds») atribuibles a una sedimentación continental debido a aportes fluviales, en un ambiente de abanico y llanura aluvial. Estos materiales fosilizan un relieve rellenando sus irregularidades. El clima debía ser cálido (como sugiere la presencia de huellas de Reptiles

y abundantes restos de vegetación en niveles no oxidados), y con pluviosidad intermitente. Los depósitos empiezan con un conglomerado basal y pasan hacia arriba a una potente formación arenosa-limolítica para terminar en una sucesión predominantemente limolítica por cese de los aportes detríticos y la instalación de un régimen de sedimentación muy somero que origina los depósitos calcáreos del Muschelkalk.

Al comienzo de la facies Keuper se pasa de una sedimentación carbonatada marina, muy somera, a otra arcillosa y evaporítica, continuando estas condiciones durante todo el Keuper, con episodios de actividad subvolcánica de tipo básico (ofitas). El Triásico termina con la sedimentación de dolomías vacuolares («carniolas») que significan el paso de las condiciones evaporíticas a un régimen marino con el que se inicia la transgresión marina del Jurásico.

El régimen marino iniciado en el Rethiense-Hettangiense continúa durante todo el Jurásico Inferior, Medio y parte del Superior (Oxfordiense-Kimmeridgiense), con sedimentación fundamentalmente carbonatada. En líneas generales la profundidad de la cuenca aumenta durante el Lías de forma progresiva hasta llegar a un máximo en el Toarciense, a partir del cual se produce una disminución que continúa hasta el Oxfordiense-Kimmeridgiense.

Aunque en la presente zona no hay afloramientos desde el Lías al Oligoceno, en las Hojas contiguas se ha podido reconstruir la historia geológica de esta etapa.

En general, los sedimentos jurásicos se depositaron en un medio de bajo índice de energía (micritas), en presencia de abundante materia orgánica creadora de un medio reductor, con formación de piritas.

La sedimentación terrígena del Jurásico terminal (Kimmeridgiense-Portlandiense) (Grupo «Tera»), con depósitos de areniscas y microconglomerados con intercalaciones de arcillas y limolitas rojas («red-beds»), puede corresponder a un ambiente continental fluvial. Regionalmente pueden encontrarse restos de Reptiles, que junto a las estructuras sedimentarias (paleocanales con estratificación cruzada, «ripple-marks» y pistas de gusanos) apoyan esta interpretación.

A grandes rasgos, la sedimentación Mesozoica representa un gran ciclo sedimentario que se inicia por depósitos continentales (Buntsandstein), comprendiendo una secuencia sedimentaria positiva (transgresión marina hasta el Toarciense) y otra negativa (regresión marina a partir del Dogger) interrumpida por el hiato Calloviense-Oxfordiense, para finalizar con la formación de depósitos continentales de la facies Purbeck.

Basándose en datos regionales se puede indicar que el plegamiento alpino debe corresponder, principalmente, a las fases Pirenaica y Sávica, sin que pueda hablarse de la importancia relativa de cada una de ellas. Durante estas fases se esboza la Depresión de Calatayud, iniciándose la

sedimentación miocena en un régimen continental endorreico. Es característico en estos depósitos la rapidez de los cambios laterales de facies, que hacen pensar en unas condiciones climáticas semiáridas. Los fenómenos de evaporación e infiltración serían los causantes de la pérdida de capacidad de transporte de los torrentes y mantos de escurrimiento, que abandonarían los materiales arrastrados muy próximos a los relieves marginales. Debido a estas condiciones reinantes, en el centro de la cubeta se depositarían facies evaporíticas con indentaciones laterales de sedimentos finos. Posteriormente, la atenuación de la aridez pudo ser la causante de la sustitución de las zonas centrales, de la formación yesífera por otra calcárea, que precipitaría en aguas saturadas en carbonatos. Esta atenuación de la aridez favorece el transporte de los conglomerados marginales hacia el centro de la cubeta donde se indentan con tramos carbonatados.

En la formación de los depósitos plioceno y cuaternario antiguo han intervenido factores tectónicos y climáticos. Los primeros actuaron rejuveneciendo los relieves antiguos por hundimientos póstumos a lo largo de la dislocación principal. Los segundos imprimen a los distintos depósitos unos caracteres texturales que reflejan la alternancia de etapas de intensa pluviosidad con otras de sequía, ambas bajo un régimen térmico elevado. Estos depósitos, por otra parte en íntima relación con las formaciones litológicas predominantes de los relieves paleozoicos próximos, recubren una penillanura sin nexo alguno con la red fluvial actual.

Posteriormente el encajamiento de la red fluvial con la formación de terrazas durante el Pleistoceno, dieron lugar a la morfología actual.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

En las proximidades de Purroy, se explota actualmente una mineralización de baritina en las cuarcíticas del Ordovícico Inferior.

En algunos niveles de conglomerados de la Formación Villarroya, al norte de Cervera, se han realizado pequeñas catas para la extracción de la pirolusita, que cementa la matriz arenosa. Hoy se encuentran ya abandonadas.

La epsomita se ha extraído de pequeñas cuevas excavadas en los tramos yesíferos de las proximidades de Calatayud (carretera de Calatayud a Embid de la Ribera), siendo utilizada por los labradores como laxante.

De cierto interés son las canteras situadas al norte de Calatayud, de las que se extrae arcilla con fines industriales, así como las existentes en la carretera de Ateca a Moros, a la altura del cerro El Moro.

5.2 HIDROGEOLOGIA

La importancia de las aguas subterráneas, desde el punto de vista de su explotación, es muy pequeña, teniendo en cuenta que los terrenos paleozoicos que ocupan la mitad de la Hoja son sólo permeables por fracturación. Los niveles dolomíticos, por sus condiciones de afloramiento, presentan escaso interés. Asimismo, el Triásico carece de posibilidades, pues los afloramientos de los tramos dolomíticos del Muschelkalk son pequeños y sin continuidad lateral como consecuencia de la estructuración en escamas que presenta en esta zona.

En cuanto al Terciario, las formaciones que revisten cierto interés son las facies detríticas sedimentadas en un medio de alta energía que permitiese la clasificación y separación de los materiales gruesos de los finos. Los conglomerados del borde NE de la cuenca son permeables a las aguas procedentes de la Sierra de la Virgen, dando pequeñas surgencias en la zona de su contacto con las facies arcillosas. Los conglomerados de la facies Villarroya, en el borde NO de la cuenca, constituyen lentejones con continuidad lateral escasa, por lo que sus posibilidades como acuíferos son pequeñas. En las formaciones yesíferas, permeables por disolución, las aguas no tienen interés para abastecimientos urbanos por su dureza, aunque podrían emplearse en regadíos.

La mayor parte de los pozos existentes están abiertos en los aluviales cuaternarios, interesantes por su relación con cursos de agua permanentes.

6 BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, C. (1902).—«Mioceno lacustre de la comarca bilbilitana». *Bol. R.S.E.H.N.*, t. 2, pp. 312-327, Madrid.
- AGUIRRE, E. y otros (1974).—«Cuenca del Jalón». *Coloquio Int. sobre biostratigrafía Continental del Neógeno Superior y Cuaternario Inferior*, 1.10, pp. 13-48, Madrid.
- ALASTRUE, E. (1953).—«Bibliografía geológica de la provincia de Zaragoza». *Rev. Ac. Ciencias de Zaragoza*, tomo 8.
- ALIAGA, A. (1968).—«Geologische untersuchungen in den Ostlichen Iberischen Ketten nördlich des Rio Jalón (Zaragoza), Spanien». *Diss.*, p. 99, Münster.
- ARCHE, A.; HERNANDO, S.; RAMOS, A.; SOPEÑA, A., y VIRGILI, C. (1975). «Distinction between environments in the Permian and Basal Triassic redbeds in Central Spain». *IX Congr. Intern. Sedimentologie*. Thème 5, tomo 1, pp. 9-14, Nice.

- BARTSCH, G. (1966).—«Geologische untersuchungen in den östlichen Iberischen Ketten zwischen rio Jalón und der strasse Miedes-Codos-Cariñena (Spanien)». *Tesis*. Westfälische Landes Universität zu Münster. Westfalen.
- BATALLER, J. R., y LARRAGAN, A. (1955).—«Memoria explicativa de la Hoja número 352, Tabuena (Zaragoza, Soria)». *IGME*, Madrid.
- BERGER, E.; KAUFFMAN, E., y SACHER, L. (1968).—«Sedimentologische untersuchungen im Jungpaläozoikum der Ostlichen Iberischen Ketten (Spanien)». *Geol. Rdsch.* 57, pp. 472-483, Stuttgart.
- BOMER (1956).—«Aspects morphologiques du bassin de Calatayud Daroca et de ses bordures». *Bull. Ass. Geogr. Fra.*, núm. 261-262, pp. 186-194. Paris Trad. en: *Est. Geogr.*, año 21, núm. 80, pp. 893-402, Madrid, 1960.
- BRINKMANN, R. (1957).—«Terciario y Cuaternario antiguo de las Cadenas Celtiberas occidentales». *Estudios Geológicos*, vol. 13, pp. 123-134, Madrid.
- (1960-62).—«Aperçu sur les chaines Iberiques du Nord de l'Espagne». *Mem. Soc. Geol. Francaise*, Liv. a la Mem. du Prof. P. FALLOT, tomo 1, pp. 291-300, Paris.
- CARANDELL, J., y GOMEZ DE LLARENA, J. (1918).—«El glaciario cuaternario en los Montes Ibéricos». *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Ser. Geol.*, número 22, p. 51, Madrid.
- CARLS, P. (1962).—«Erläuterungen zur geologischen kartierung bei Luesma und Fombuena in den Ostlichen Iberischen Ketten (Nordost-Spanien)». *Dipl. Arb.*, Würzburg.
- (1965).—«Jung-Silurische und unterdevonische schichten den Ostlichen Iberischen Ketten». *Inaug. Diss.*, Würzburg, 155 pp., Würzburg.
- C. G. S. (1975).—«Estimación del potencial minero en el Subsector VII Centro-Levante área. Moncayo». C. G. S. (inédito), Madrid.
- COLCHEN, M. (1974).—«Géologie de la Sierra de la Demanda». *Mem. IGME*, tomo 85, vol. 2, Madrid.
- CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J. (1960).—«El Mioceno de las cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica». *Not. Com. IGME*, 60, pp. 127-140, Madrid.
- CRUSAFONT, M.; VILLALTA, J. F. de, y JULIVERT, M. (1966).—«Notas para la estratigrafía y paleontología de la Cuenca de Calatayud-Teruel». *Not. Com. Inst. Geol. Min. de Esp.*, 90, pp. 53-76, Madrid.
- DEREIMS (1898).—«Recherches Géologiques dans le Sud de l'Aragón». *Ann. Strat. et Pal. Lab. Géol. Fac. Sc. Paris*, tomo 2, pp. 1-199, Paris.
- DESPARMET, A. (1967).—«Etude geologique détaillée des environs du "Monasterio de Piedra" (Province de Saragosse, Espagne)». *D. E. S.*, 105 pp., Dijon.
- DESPARMET, R. (1968).—«Etude Géologique de la région de Alhama de Aragón (Province de Saragosse, Espagne)». *D. E. S.*, 70 pp., Amiens.

- DONAYRE (1874).—«Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza». *Mem. Com. Mapa Geol. de España*, pp. 51-58, Madrid.
- FALLOT, P., y BATALLER, J. R. (1927).—«Itinerario Geológico a través del bajo Aragón y el Maestrazgo». *Mem. Real Acad. Cienc. y Artes de Barcelona*, vol. 2, núm. 8, pp. 1-143.
- FREUDENTHAL, M. (1966).—«On the Mammalian fauna of the Hipparion beds in the Calatayud-Teruel basin (Prov. Zaragoza, Spain). Part I. The genera *Cricetodon* and *Ruscinamys* (Rodentia)». *Koninkl. Ned. Ak. Von. Wettersch., Proc. Ser. B*, 69, núm. 2, pp. 296-317.
- HAHNE, C.; RICHTER, B., y SCHROEDER, C. (1930).—«Zur tektonik den Keltiberischen Ketten». *Abh. Gess. Wiss. Goth.*, núm. 5.
- HARTLEB, J. (1968).—«Über Vererzungen in den Keltiberischen Ketten». *Aufschluss. Göttingen*, pp. 313-315.
- (1969).—«Stratigraphie. Teltonik und Vererzung in den Ostlichen Hesperischen Ketten. Spanien». *Inaug. Diss. Ined. Heidelberg*, pp. 1-101.
- HERNANDEZ PACHECO, F., y MELENDEZ, B. (1956).—«Un yacimiento de coprolitos en el Mioceno de Calatayud». *Cursillos y conferencias del Inst. «Lucas Mallada»*. Fascículo 4, pp. 163-167, Madrid.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1935).—«El sistema cambiano». *Expl. del nuevo Mapa Geol. de España*, 1, Madrid.
- HINKELBEIN, K. (1965).—«Der Muschelkalk der zentral Hesperischen Ketten (Prov. Teruel, Spanien)». *Oberrhein Geol. Abh.*, tomo 14, pp. 55-95, Karlanbre.
- (1969).—«El Triásico y el Jurásico de los alrededores de Albarracín». *Rev. Teruel, C.S.I.C. Inst. Estud. Turol.*, 49, pp. 35-75, Teruel.
- HOYOS, M., y MORALES, J. (1974).—«Cubeta de Calatayud». En: E. Aguirre y otros: *Cubeta del Jalón*, Guía 1.10. Del Coloquio Internacional sobre Biostratigrafía Continental del Neógeno Superior y Cuaternario Inferior, pp. 17-28, Madrid.
- IGME (1971).—«Hoja 31 (Soria). Síntesis de la cartografía existente». *Mapa Geol. de España 1:200.000*, pp. 1-23, Madrid.
- JOLY, H. (1927).—«Etudes Géologiques sur la Chaîne Celtiberisque (provinces de Teruel, Saragosse, Soria et Logroño, Espagne)». *Congr. Geol. Int. Madrid. C. R. 14 Sess.*, núm. 2, pp. 523-584.
- JOSOPAIT, V. (1970).—«Trilobiten-Funde in Tremadoc der Iberischen Ketten». *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, vol. 2, pp. 127-128, Stuttgart.
- (1971).—«Das Kambrium und das Tremadoc von Ateca (Westliche Iberische Ketten, NE-Spain)». *Münster. Forsch. zur Geol. und Paläontol.*, H-23, 121 pp., Münster.
- JOSOPAIT, V., y SCHMITZ, V. (1971).—«Beitrag zur Stratigraphie im Unter und Mittelkambrium der Sierra de la Demanda (NE-Spanien)». *Münster. Forsch. zur Geol. und Paläontol.* 19, pp. 85-99.

- JULIVERT, M. (1954).—«Observaciones sobre la tectónica de la Depresión de Calatayud». *Arrahona*, 1954, pp. 1-18, Sabadell.
- LOTZE, F. (1929).—«Stratigraphie und tektonik des Keltiberischen grundgebirges (Spanien)». *Abh. Ges. Wiss. Gött. Math. Phys. Kinf.*, vol. 14, número 2, pp. 1-320, Berlín. Trad. en Publ. Geol. de España, VIII, 343 pp., Madrid, 1954-55.
- (1956).—«Das Präkambrium Spaniens». *N. Jb. Geol. Paläontol.*, pp. 373-380, Stuttgart. Trad. en: *Not. Com. Inst. Geol. Min. de España*, 60, pp. 227-240, Madrid, 1960.
- (1956).—«Über Sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung». *Geotektonisches Symposium, Hans Stille*, pp. 128-139, Stuttgart.
- (1958).—«Zur stratigraphie des spanischen Kambriums». *Geologie*, 7, 3-6, pp. 727-750. Berlín. Trad. en: *Not. Com. IGME*, 61, pp. 131-164, Madrid, 1961.
- (1961).—«Das Kambrium Spaniens». Teil: I. Stratigraphie *Abh. Akad. Wiss. Lit. math-naturw. Kl.*, 6; pp. 238-498. Trad. en: *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 75, 256 pp., Madrid.
- (1966).—«Präkambrium Spaniens. Literaturbericht, 1956-1965». *Zbl. Geol. Paläontol. Tl*, 5, pp. 983-1006, Stuttgart.
- MALDONADO, A., y RIBA, O. (1969).—«Cuenca de Calatayud y Sierra de Armantes». *Mem. V Reun. Grupo Esp. de Sedimentología*, Pamplona-Zaragoza.
- MARTIN DONAYRE, F. (1800).—«Mapa provincial de Zaragoza 1:400.000». *Com. Mapa Geol. Esp.*, Madrid.
- MELLENDEZ, B. (1942).—«Los terrenos cámbricos de la Península Ibérica». *Trab. Inst. Cienc. Nat. «José de Acosta». Ser. Geol.*, tomo 1, p. 179, Madrid.
- (1944).—«Contribución al estudio del Paleozoico Aragonés». *Trab. Inst. Ciencias Nat. «José de Acosta». Ser. Geol.*, tomo 1, p. 179, Madrid.
- (1948).—«Consideraciones tectónicas sobre el Cámbrico Aragonés». *Las Ciencias*, vol. 13, núm. 2, pp. 23-360.
- MOHL (1965).—«Erläuterungen zur geologischen kartierung in den Ostlichen Iberischen Ketten (Nordst-Spanien)». *Dipl. Arb. Ined. Univ. Würzburg*, pp. 1-58.
- MONROSE, H. (1968).—«Reconnaissance géologique de la région de Reznos (Soria) et de Torrelapaja (Saragosse), Espagne». *D. E. S.*, Bordeaux.
- PALACIOS, P. (1892).—«Reseña geológica de la región meridional de la provincia de Zaragoza». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, vol. 19, pp. 1-112, Madrid.
- QUARCH, H. (1967).—«Erläuterungen zur geologischen kartierung bei Boro-bia in den Ostlichen Iberischen Ketten (Nordost-Spanien)». *Diplomarbeit. Univ. Würzburg.*, pp. 1-115.

- RADIG, F. (1962).—«Ordoviciun/Silurium und die Frage prävariszischer Fal-
tungen in Nordspanien». *Geol. Rdsch*, 52, pp. 346-357, Stuttgart.
- RIBA, O. (1959).—«Estudio Geológico de la Sierra de Albarracín». *Monogra-
fías Inst. «Lucas Mallada»*, vol. 16, p. 283, Madrid.
- (1972).—«Introducción estratigráfica y tectónica de parte de las Cadenas
Ibéricas comprendidas entre Burgos-Atienza-Albarracín-Montaibán y Lo-
groño». *Informe Inédito. C. G. S.*, Madrid.
- (1974).—«Sierra de Albarracín». *VIII Curso de Geología Práctica. Colegio
Universitario de Teruel*, pp. 20-50, Teruel.
- RIBA, O., y RIOS, J. M. (1960-62).—«Observations sur la structure du secteur
Sud-Ouest de la Chaîne Ibérica (Espagne)». *Mém. Soc. Geol. France*.
Livre à la Mém. du Prof. P. Fallot, tomo 1, pp. 275-290, París.
- RICHTER, R., y RICHTER, E. (1948).—«Zur Frage des unterkambriums in
Nordost Spanien». *Senckenbergiana*, vol. 29, Frankfurt. A. M.
- RIOS, J. M., y ALMELA, A. (1951).—«Estudios sobre el Mesozoico del borde
meridional de la Cuenca del Ebro». *Libro Jubilar. IGME*, tomo 3, p. 245,
Madrid.
- SCHMIDT-THOME, M. (1968).—«Beiträge zur Feinstratigraphie des Unter-
kambriums in dem Iberischen Ketten (Nordost-Spanien)». *Diss. Univ. Würz-
burg*, p. 141, Würzburg.
- SCHMITZ, U. (1971).—«Geologische untersuchungen im Kambrium und Tre-
madoc der Westlichen Iberischen Ketten nördlich Ateca (Zaragoza). NE-
Spanien». *Diss.*, p. 132, Münster.
- (1971).—«Stratigraphie und sedimentologie im Kambrium und Tremadoc
der Westlichen Iberischen Ketten nördlich Ateca (Zaragoza), NE-Spanien».
Münster. Forsch. Geol. Paläontol., vol. 22, pp. 1-123, Münster.
- SDZUY, K. (1958).—«Neue Trilobiten aus dem Mittelkambrium von Spanien».
Senk. Leth., 39, pp. 235-253, Frankfurt.
- (1960).—«Zur Wende Präkambrium/Kambrium». *Paläontol.*, Z. 34, pp. 154-
160, Stuttgart.
- (1961).—«Das Kambrium Spaniens». Teil II: *Trilobiten Akad. Wiss. Lit.
Mains. Abh. Naturw. Kl. 7/8*, pp. 218-411, Mainz.
- (1971).—«Acerca de la correlación del Cámbrico inferior en la Península
Ibérica». *I Congr. Hispano-Luso-Amer. de Geol. Econ. Secc. Geol.*, tomo 2,
pp. 753-768.
- (1971).—«La subdivisión litoestratigráfica y la correlación del Cámbrico
Medio de España». *I Congr. Hispano-Luso-Amer. de Geol. Econ. Secc.
Geol.*, tomo 2, pp. 769-782.
- TRICALINOS, J. (1928).—«Untersuchungen über den bau Keltiberischen Ket-
ten des Nordöstlichen Spaniens». *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, tomo 80,
pp. 409-482.
- VILLENA, J. (1971).—«Estudio Geológico de un sector de la Cordillera Ibé-

- rica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal». *Tesis doctoral Inéd.* Univ. de Granada.
- VIRGILI, C. (1954).—«Algunas consideraciones sobre el trazado de las costas españolas durante el Triásico». *Inst. Geol. Univ. Barcelona*, 206, pp. 697-716, Barcelona.
- (1958).—«El Triásico de los Catalánides». *Bol. Inst. Geol. Min. de España*, 69, p. 856, Madrid.
- (1960-62).—«Le Trias du Nord-Est de l'Espagne». *Mém. Soc. Géol. Livre à la Mém. du Prof. P. Fallot*, tomo I, pp. 301-311, París.
- VIRGILI, C.; HERNANDO, S.; RAMOS, A., y SOPEÑA, A. (1973).—«Nota previa sobre el Pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central». *Acta Geol. Hisp.*, VII, 3, pp. 73-80, Barcelona.
- VIRGILI, C.; HERNANDO, J.; RAMOS, A., y SOPEÑA, A. (1973).—«La sédimentation permienne au centre de l'Espagne». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, XV [5-6], pp. 109-112, París.
- VON KOENIGSWALD, G. H. R., y CRUSAFONT, M. (1961).—«Nuevos yacimientos de mamíferos en la subdepresión de Calatayud». *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 61, pp. 109-114, Madrid.
- WURM, A. (1911).—«Untersuchungen über den geologischen bau und die Trias von Aragonien». *Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges.*, 63, Berlín.
- (1913).—«Beitrag zum Kenntnis der Iberisch-Balearischen Triasprovinz. *Verhandl. Natur-Mediz.*, Ver 4, pp. 477-593, Heildelberg.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA