



IGME

489

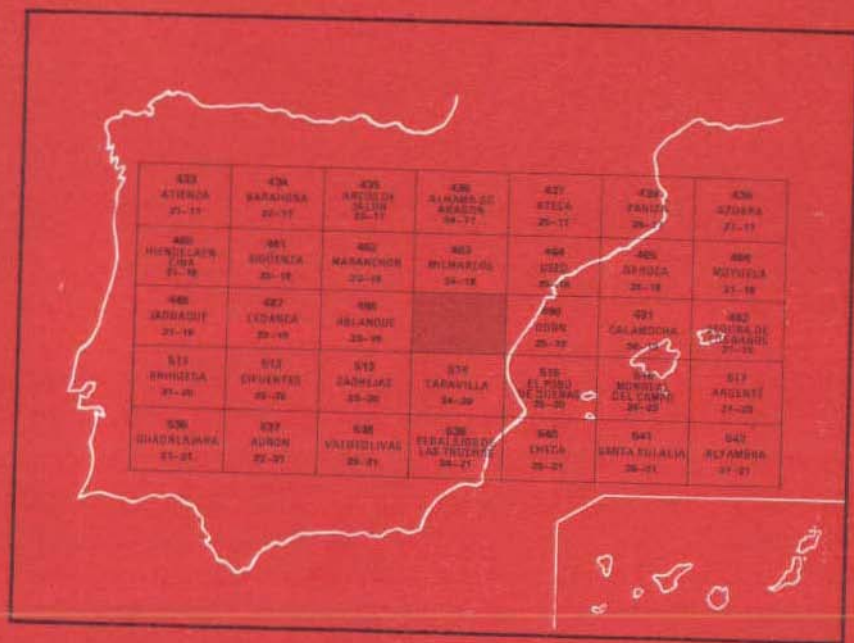
24-19

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MOLINA DE ARAGON

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

**MOLINA DE
ARAGON**

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por ENADIMSA bajo normas, dirección y supervisión del IGME. Dicho trabajo se ha efectuado a través de la Fundación Gómez Pardo, por encargo a la Cátedra de Paleontología-Estratigrafía-Hidrogeología y Geología del Petróleo de la E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid, con la colaboración de Joaquín Villena Morales de la Universidad de Zaragoza, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Geología de Campo, Síntesis, Paleontología, Sedimentología y Fotogeología: Antonio Almela Samper, Indalecio Quintero Amador, Evaristo Gómez Nogueroles, Hemenegildo Mansilla Izquierdo, Carlos Martínez Díaz y Joaquín Villena Morales.

Colaboración en Micropaleontología y Petrografía: Luis Granados.

Colaboración de alumnos de la E.T.S.I.M.:

a) Becarios: Leandro Llopis Trillo y José Zapardiel Palenzuela.

b) Proyectos fin de carrera: Teófilo Concha Sánchez, Rodrigo Fernández de Mesa, Jesús González Fernández, Jaime Lambea Huici, Luis Peiró Montiel, Alfonso Rodríguez y González del Real, Luis Rodríguez Logórburu, Isidro Solórzano Herrera y Pedro Vaticón Vaca.

Información 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 con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

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

Depósito Legal: M - 33936-1981

Imprime ADOSA – Príncipe de Vergara 210 – Madrid-2

1 INTRODUCCION

La Hoja de Molina de Aragón, 489 (24-19), está enclavada en la parte central de la Cordillera Ibérica dentro de la llamada Rama Aragonesa o Cadenas Hespéricas de los autores alemanes.

Toda la Hoja corresponde a la provincia de Guadalajara y su entorno, aunque no próximo, viene marcado por accidentes geográficos como los Montes de Ateca, depresión de Calatayud-Teruel, Sierra de Albarracín, Meseta del Tajo y Meseta del Duero.

El pueblo más importante, que da nombre a la Hoja, es Molina de Aragón con una altitud de 1.068 m. Todos los otros pueblos superan los 1.000 m y, excepto Rillo de Gallo, Herrería y Corduente, los 1.100 m. El punto de máxima altitud es el vértice de Aragoncillo de 1.518 m.

El clima queda determinado por la altura media, superior a los 1.100 m y es de tipo continental con inviernos muy crudos y veranos calurosos.

La red viaria es excelente tanto en lo que se refiere a carreteras como a pistas forestales, especialmente en la zona de pinares, cuyo límite nororiental se extiende desde Cabeza Almena (1.393 m) al NO, hasta Corduente al SE, que es el frente de cabalgamiento del Buntsandstein, curiosamente coincidente con la terminación de la zona de pinares.

Los rasgos estructurales de la región vienen marcados por una serie de pliegues de edad alpídica, alineados de NO a SE y jalonados por importantes fracturas paralelas a dicha dirección, por las cuales se nos muestran los materiales paleozoicos, afectados por la Orogenia Herciniana.

1.1 ANTECEDENTES

Los primeros datos geológicos que existen sobre el área que cubre esta Hoja, se deben posiblemente a TORRUBIA (1754), el cual describe la presencia de restos fósiles (ostreas), así como la existencia de unos "cristales de forma hexagonal" (aragonitos) en las proximidades de Molina de Aragón. Cita también el hallazgo de una "piedra de cangrejo" (trilobites), en las pizarras de Pardos.

Casi un siglo más tarde VERNEUIL et al. (1851) señalan en esas pizarras el hallazgo de *Calymene tristani*, *C. arago* y *Placoparia tourmeminei*.

Posteriormente los trabajos de CALDERON (1874, 1897 y 1898) nos dan importantes datos estratigráficos sobre la región, tales como el hallazgo de un huella atribuida a *Cheirothrium* en Rillo de Gallo, los primeros perfiles del Lías de Molina de Aragón y la reseña de la existencia del Carbonífero en esta área. Según este autor en dicho Carbonífero, Mallada recogió unas impresiones de *Pecopteris* y *Sigillaria*.

CASTEL (1878 y 1881), cita algunos hallazgos fósiles en las areniscas triásicas de Rueda; y en su descripción geognóstica de la provincia de Guadalajara, hace varias alusiones a la geología de la Hoja.

TRICALINOS (1928) en su memoria sobre la Cordillera Hespérica, estudia las diferentes unidades presentes en la región, dando cuenta de la existencia en la base del Carbonífero de Molina de Aragón (Sierra de Aragoncillo), de fósiles vegetales atribuibles a *Dadoxylon* sp., y considera la serie como Carbonífero Superior. También describe unos perfiles detallados del Triásico de Rillo de Gallo y Molina de Aragón. Establece para el Buntsandstein cuatro "zonas":

- Zona de areniscas superiores 114 m.
- Zona de conglomerados superiores 55 m.
- Zona de areniscas inferiores 155 m.
- Zona de conglomerado basal 60 m.

Señala en las areniscas superiores la existencia de *Equisetites arenaceus*, *Pleuromeia sternbergi* y *Cheirotherium?*

Como fauna recogida en el Muschelkalk de Molina, cita: *Rhizokoralium jenese* ZENK, *Turbo gregarius* v. SCLHLOTH y *Pseudocorbula gregaria*

PHILIPPI. Así como da cuenta del hallazgo de *Gervilleia* sp., *Anoplophora* sp? y *Corbula Keuperina* QUENST., en las margas del Keuper.

En el capítulo dedicado al Jurásico, describe un perfil detallado del Lías de Torremocha del Pinar.

LOTZE (1929), en su estudio estratigráfico del Paleozoico de las Cordilleras Celtibéricas, da un esquema cartográfico de la Sierra de Aragoncillo así como precisiones de tipo estratigráfico para esta zona y el área de Torremocha del Pinar.

Más recientemente SACHER (1966) detalla la estratigrafía del Paleozoico de la Sierra de Aragoncillo, señalando la existencia en la región de Torremocha de una serie silúrica, en la que están representados materiales del Valentiense al Ludlowiense superior. Admite la existencia de Downtoniense.

Basándose en una impresión de *Lebachia piniformis* asigna una edad Estefaniense C, para el Carbonífero de la región, al que incluye en una unidad litoestratigráfica que denomina "Formación de la Ermita", (Ermita Schichten). Este mismo autor define como "Formación Montesoro" (Montesoro Schichten), el conjunto de materiales rojos que descansan discordantes sobre los diferentes términos paleozoicos, y se sitúan, ligeramente discordantes, bajo los primeros niveles conglomeráticos del Triásico inferior. Asigna, aunque sin pruebas paleontológicas, a dicha formación una edad pérmica.

Recientemente, trabajos estratigráficos de ámbito regional más amplio, que incluyen el área de esta Hoja, han ido mejorando el conocimiento geológico de la misma. Entre éstos tenemos que citar, los de VILLENA (1971 y 1976), que para el paleozoico de la región de Aragoncillo-Torremocha del Pinar da la sucesión siguiente:

BUNTSANDSTEIN	Conglomerados y areniscas. Discordancia.
ROTHLIEGENDES (Fm. Montesoro)	0-100 m. Argilitas, lutitas y areniscas con intercalaciones cineríticas y localmente brechas en la base. Discordancia.
ESTEFANIENSE C (Fm. Ermita)	30-150 m. Pizarras, areniscas y calizas con intercalaciones cineríticas. En la base impresiones de <i>Lebachia piniformis</i> . En el techo abundantes restos de xilópalos. Discordancia.
GEDINNIENSE inf?	50-60 m. Cuarzitas y areniscas de tonos rojizos.

LUDLOWIENSE- VALENTIENSE sup.	100-150 m. Pizarras ampelíticas con <i>Monograptus fritschi.</i> , <i>M. dubius.</i> , <i>M. vomerinus.</i> , <i>M. nudus.</i> , <i>Cordiola interrupta.</i>
VALENTIENSE inf.	5-30 m. Cuarcitas. 18 m. Pizarras arcillosas, en la base conglomeráticas. (Fm. Aragoncillo).
ASHGILLIENSE- CARADOCIENSE	10-30 m. Cuarcitas, calizas y dolomías. (Fm. Calizas del Pobo).
LLANDEILIENSE- LLANVIRNIENSE	40-60 m. Pizarras y grauwackas con <i>Synhomalotus tristani</i> y <i>Orthis riberoi.</i> (Fm. Grauwackas de La Venta).
SKIDDAWIENSE	300-500 m. Areniscas y cuarcitas con algunas intercalaciones pizarrosas. (Cuarcitas Armoricanas).
CAMBRICO sup.?	60 m? Pizarras y cuarcitas. (Capas de Ateca?).

RAMOS et al. (1976) basándose en una asociación de esporas y polen datan como Autuniense la "Formación de la Ermita", aunque no descartan la posibilidad de que la parte inferior de la serie pueda pertenecer al Carbonífero superior.

Finalmente hay que citar los trabajos de VILLENA (1971), GARCIA PALACIOS et al. (1977), RAMOS et al. (1977) y GARRIDO y VILLENA (1977) para el Triásico, los de VILLENA et al. (1971) y GOY (1974 y 1976) para el Jurásico y los de VILLENA y RAMÍREZ (1975) para el Cretácico.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 CAMBRIANO (CA)

Atribuimos con dudas a esta edad la serie pizarrosa que aflora al Norte de Hontezuela. Se trata indudablemente de capas relativamente blandas con posibles intercalaciones de areniscas cuarcitosas entre las pizarras.

Las características del afloramiento, alterado por meteorización, con notable recubrimiento y abundante vegetación no permiten proceder a su análisis estratigráfico.

Por razones estructurales puede inferirse su posición estratigráfica

subyacente a la Formación Armoricana y en consecuencia su atribución lógica a la edad que hemos considerado, ya que no podemos observar discordancia alguna sin que, por otra parte, se llegara a excluir de modo categórico esa posibilidad a la vista de un único afloramiento. No obstante, las características regionales avalan la identificación del ojal erosivo considerado, con los niveles más altos del Cambriano que LOTZE definió como Formación de Capas de Ateca. Su potencia en el afloramiento puede estimarse de unos 60 m.

2.2 FORMACION CUARCITA ARMORICANA (O_1)

De los numerosos perfiles estudiados se deduce la existencia de un conjunto no homogéneo en el que la típica Cuarcita Armoricana aparece interrumpida por intercalaciones de pizarras y areniscas de análoga potencia que los bancos cuarcíticos.

En el perfil de Hontezuela puede estudiarse la serie completa por encima de las Capas de Ateca. De arriba a abajo la columna puede esquematizarse así:

1.— Cuarcitas blancas, granudas, de estratificación poco marcada con huellas de *Scolithus*. Potencia de 70-90 m.

2.— Pizarras detríticas con intercalaciones de areniscas. Potencia 70-80 m.

3.— Cuarcitas blancas, de grano fino con alternancias de areniscas. Constituyen un horizonte resistente a la erosión de unos 60 a 65 m de potencia.

4.— Serie alternante de areniscas rojas, pizarras detríticas y pizarras arcillosas. Potencia 60-70 m.

5.— Cuarcitas y areniscas blancas en bancos de 25 a 50 cm poco marcados. Potencia de unos 30 m.

Esta serie tipo, no es totalmente visible en el resto de la Hoja en sus niveles más bajos, por lo que hemos adoptado en la cartografía solamente cuatro miembros, agrupando los dos inferiores en uno.

De esta manera seguimos la serie estratigráfica de esta forma:

2.2.1 Miembro inferior (O_1^P)

Sólo es visible en sus niveles más bajos por encima de la Capas de Ateca en el perfil de Hontezuela y parcialmente en otros de la Unidad Aragoncillo hasta el extremo oriental de la Hoja. Está constituido por un predominio de

pizarras detríticas y arcillosas con alternancia de areniscas rojas. Hacia el muro pasa a cuarcitas de unos 30 m de potencia. En total puede estimarse para el miembro inferior una potencia de aproximadamente 100 m.

2.2.2 Miembro cuarcítico inferior (O_1^c)

Corresponde al segundo, contado desde abajo, que hemos separado en la cartografía de la Hoja dentro de la Formación Armoricana. Su litología consiste en cuarcitas blancas de grano fino que alternan con areniscas blancas con frecuente moteado rojizo ferruginoso. En algunos bancos se ven secciones circulares, posibles huellas de "burrows". Potencia 60-70 m.

2.2.3 Miembro pizarroso intermedio (O_1^{P2})

Está constituido por pizarras detríticas de tonos pardo amarillentos, a veces rojizas y de tacto suave, con intercalaciones de areniscas cuarcitosas. Este miembro es menos resistente que los cuarcíticos inferior y superior, lo que se acusa morfológicamente en el paisaje. Potencia 70-80 m.

2.2.4 Miembro cuarcítico superior (O_{1-21})

Su litología de cuarcitas blancas granudas, con estratificación poco marcada y su potencia de 70 a 90 m determina un nivel resistente a la erosión y de una gran persistencia en nuestra Hoja. Corresponde al concepto clásico de Cuarcita Armoricana.

Hacia el techo se ven bancos mejor definidos, y otros con estratificación cruzada. En todos estos niveles superiores son relativamente frecuentes las huellas perforantes de *Scolithus* y también esporádicamente *Cruziana* y *Vexillum* muy dudosos.

Nuestras determinaciones específicas en este Miembro fueron:

Scolithus linearis, HALL

Daedalus desglandi, ROUAULT

Rhizocorallium sp.

2.3 FORMACION GRAUWACKAS DE LA VENTA (Ordovícico Medio-Caradoc Inferior) (O_{2-31})

Esta formación, es suprayacente sobre el Miembro cuarcítico superior y concordante con él, Es un conjunto detrítico formado por alternancia de pizarras micáceas, grauwackas y algún calcoesquistos.

Su edad, Llandeiliense, está bien determinada en varios afloramientos de la Unidad Aragoncillo, donde hemos recogido especialmente Trilobites entre los que hemos determinado:

Neseuretus tristani, (BRONG)

Colpocoriphe aragoi, (ROUAULT)

Illaenus hispanicus, VERN

Calymene sp

Synhomalonotus sp

También hemos clasificado: *Pseudobolus* sp y otros braquiópodos, así como *Redonia deshaysiana* ROM y *Redonia duvaliana* ROM.

2.4 FORMACION CALIZAS DEL POBO (Ordovícico Superior) (O₃)

Está compuesta por calizas y dolomías de tonos grises a pardos, cuya potencia no excede los 10 metros en nuestra Hoja y que pueden faltar, que se apoyan sobre cuarcitas, areniscas rojizas y pizarras detríticas de 8 a 10 metros de espesor.

Las calizas, a veces, quedan ocultas por derrubios. Son biohermos de Cystideos en gran profusión que impiden, en general, todo posible intento de clasificación genérica. Se observan en ellos las típicas superficies especulares propias de los Equidonermos fósiles y, por consiguiente, su identificación resulta sencilla cuando existen, si bien como hemos indicado su carácter biohémico las hace muy irregulares en cuanto a distribución.

SACHER cita unos moldes mal conservados, atribuibles a *Orthis ellipsoides*, en unas pizarras y grauwackas infrayacentes a los niveles cuarcíticos inferiores de la formación Calizas del Pobo, que por nuestra parte incluimos en la Formación anterior con lo que hemos subido en ella ligeramente la edad Llandeiliense, definida por la fauna encontrada.

A la Formación que nos ocupa le asignamos una edad correspondiente al Caradoc-Asghiliense, sin que pensemos haya hiato por debajo de la cuarcita Valentiense, situada a techo, sino ausencia, a veces, de los niveles biohémicos y en consecuencia pérdida de las características que permiten la identificación de niveles al desaparecer su horizonte guía más expresivo. Potencia de 8 a 20 m.

2.5 VALENTIENSE (S^A)

En la región de Aragoncillo y en sus prolongaciones orientales se encuentran materiales cuarcíticos y areniscosos, que descansan generalmente

sobre el biohermo ordovícico aunque, a veces, se apoyan sobre niveles brechosos.

En las proximidades de la Fuente de la Morrionera, se encuentra directamente sobre las calizas del Ordovícico una serie de pizarras arcillosas conglomeráticas y pizarras oscuras, que corresponde aproximadamente a la Formación de Orea descrita por GREILING (1960) en las regiones más meridionales.

En el camino de Rillo a Pardos, próximo a los sedimentos del Estefaniense-Autuniense, se encuentra un pequeño afloramiento, no cartografiable, de lutitas del Llandovery que confirman como cuarcita del Valentiense los niveles que desde Aragoncillo marginan por el Sur el anticlinal que cifra unos 7 Kms. al Norte de Rillo y también sus prolongaciones orientales.

Los niveles de cuarcita del Valentiense en el anticlinal considerado, son difícilmente observables por quedar cubiertos en su mayor parte por las formaciones stefano-autunienses excepto en el cierre periclinal y en los enlaces orientales así como también a unos 1.500 m al Norte del pueblo de Aragoncillo.

La potencia del Valentiense puede estimarse alrededor de los 30 m.

2.6 SILURICO (S^{A-B})

Está constituido por las típicas lutitas con graptolites que se extienden en una serie de afloramientos desde Corduente a Torremocha.

En estas ampelitas negras y grises, con intercalaciones cuarcíticas en los niveles más altos, se han encontrado:

Monograptus fritschi PERNER

Monograptus vomerinus NICH

Monograptus nudus LAPW

Pristiograptus bohemicus (BARR)

Pristiograptus nilsoni (LAPW)

Colonograptus colonus (BARR)

Colonograptus roemeri (BARR)

Cardiola interrupta SOW

Las faunas de Graptolites, estudiadas por nosotros, aparecen muy deterioradas y su clasificación es poco segura en cuanto a determinación específica.

Además de los Graptolites hemos determinado:

Orthoceras regulare SCHLOT

Coleolus sp

La potencia de la serie no puede ser evaluada directamente, pero por comparación con Sierra Menera y Sierra del Pobo se estima superior a los 100-150 m.

2.7 DEVONIANO (S^B-D_1)

La serie ampelítica, en las proximidades de Granja Arandilla, aparece coronada por cuarcitas y areniscas cuarcitosas de tonos rojizos que por su posición estratigráfica atribuimos con muchas reservas a la base del Devónico. Potencia 50-60 m.

2.8 ESTEFANIENSE–AUTUNIENSE ($H_3^B-P_{11}$)

En la Unidad de Aragoncillo-Torremocha o Unidad Central y sobre el Ordovícico o Silúrico yace en discordancia la Formación de la Ermita, según la denominación de SACHER, con huellas de *Lebachia piniformis* que corresponde a una posición no más antigua que el Estefaniense C y anterior al Rotliengendes para la parte basal.

La serie inferior, $H_3^B-P_{11}^r$, comienza con un conglomeradillo silíceo que pasa a conglomerado y cinerita predominante, con arcillolitas de tonos rojizos, pórfidos cuarcíferos y riolíticos así como lutitas que pasan a la serie intermedia con pizarras en alternancia con calizas areniscas y cineritas, dando una potencia total de unos 60 m.

La serie intermedia, $H_3^B-P_{11}^p$, está constituida preferentemente por pizarras arcillosas negras con intercalaciones esporádicas de cineritas, areniscas y algún banco de cuarcitas. Su potencia oscila entre los 50 y 75 m.

Finalmente, la serie superior, $H_3^B-P_{11}^c$, es de naturaleza calcárea de calizas silíceas y liditas. Su potencia es variable, generalmente inferior a los 20 m y sobre ella yace en discordancia la Formación Montesoro.

La edad de las tres series citadas es sumamente dudosa. Su posible equivalente en Pálmaces así como en la región de Valdesotos-Tamajón es atribuible al Autuniense por C. VIRGILI et al. Tanto por el estudio palinológico como por restos vegetales entre los que cita: *Callipteris conferta* STERN y *Callipteris raymondi* ZEI que según sus autores constituyen actualmente el único yacimiento autuniense del centro de la Península Ibérica (1976).

En la Unidad de Aragoncillo nuestras determinaciones paleontológicas no excluyen en modo alguno al Estefaniense. Algunas láminas delgadas dan

sombras de calcificaciones de algas, restos vegetales carbonizados y coprolitos de carácter totalmente trivial. Lo mismo sucede con los xilópalos e incluso con la *Annularia stellata*, SCHLOT, encontrada por nosotros en la serie inferior, que es frecuente en el Estefaniense, pero con distribución vertical hasta el Saxoniense inferior.

En la Unidad Sur, en el subyacente del Buntsandstein cabalgante, aparece la serie inferior de las tres consideradas en la Unidad de Aragoncillo y sobre ella se apoya en discordancia el Saxoniense.

2.9 SAXONIENSE (P₁₂)

Corresponde a la Formación Montesoro, según la denominación dada por SACHER para las arcillolitas rojas comprendidas entre una discordancia basal que la separa del conjunto anterior y otra discordancia superior por debajo del Buntsandstein. Los equivalentes como Formación Bosque y Formación Feliciano, que proponen algunos geólogos para series análogas sólo crean confusión y de acuerdo con C. VIRGILI no consideramos necesario multiplicar las unidades litostratigráficas por lo que sólo estimamos válido el nombre dado por SACHER.

BOULARD y VIALLARD aportan pruebas paleontológicas de la existencia del Permiano cerca de Landete. Citan entre otras especies: *Lueckisporites virkkiae*, POT., *Taeniaesporites albertae*, JAN., *T. noviatilensis*, LESCH., *Ingasporites delasancei*, LES y *Vesicasspora ovata*, HART.

Esta flora la atribuyen sus autores al Zechstein y, sin que nos permitamos dudar de su correcta datación, sólo indicamos la dificultad de correlacionar formaciones, debido a las distorsiones de los diagramas polínicos. De cualquier forma la discordancia con el conjunto inferior y con el conglomerado basal del Bunt nos inclina a aceptar la edad pérmica (Rotliengendes según SACHER) para las series rojas detríticas de facies Saxoniense.

La potencia de la formación es muy variable por causa de las discordancias y aunque se estima pueda llegar a los 100 m, en nuestra Hoja no parece exceder en ningún punto de los 50 m.

2.10 TRIASICO (T_G)

El terreno triásico ocupa una gran extensión en nuestra Hoja, pero las condiciones de observación y afloramiento no son en modo alguno óptimas para la definición de niveles.

Posiblemente la primer noticia sobre los materiales triásicos se deba a TORRUBIA (1754) quien describe unos cristales de "forma hexagonal", hallados en las cercanías de Molina de Aragón y que más tarde WERNER definió como una especie mineralógica nueva a la que dio el nombre de Aragonito.

VERNEUIL y COLLOMB (1852 y 1853) describen los tres niveles del Trías germánico y representan el punto de partida de una serie de trabajos hasta finales del siglo XIX, entre los que destacan por sus aciertos: CORTAZAR (1875), CASTEL (1878 y 1881) y CALDERON (1897). Los dos últimos dan cuenta de hallazgos paleontológicos en la zona de Rueda y en el término de Rillo de Gallo respectivamente, si bien en este caso se trata sólo de una huella de *Cheirotherium*.

Ya, en el presente siglo, TRICALINOS (1928) hace un estudio del Triásico de Molina de Aragón y da unos perfiles detallados del mismo. Distingue cuatro zonas:

Zona de areniscas superiores:	114 m.
Zona de conglomerados superiores:	55 m.
Zona de areniscas inferiores:	155 m.
Zona de conglomerado basal:	60 m.

Cita la existencia de *Equisetites arenaceus*, *Pleuromeia sternbergi* y *Cheirotherium?* en las areniscas superiores. Así mismo describe el Muschelkalk con fauna típica y una potencia de 158 m y, finalmente, señala el hallazgo de *Gervilleia* sp., *Anoplophora* sp. y *Corbula keuperina*, QUENST., en las margas del Keuper.

RICHTER y TEICHMUELLER (1933) completan, con datos originales, los bibliográficos existentes, para hacer una síntesis sobre el Trías de la Ibérica.

Completan el estudio del Triásico de la región los trabajos de RIBA (1959), HINKELBEIN (1965-1969) y VILLENA (1971).

Por nuestra parte hemos adoptado la división en tres pisos: Inferior, Medio y Superior que son predominantemente de facies Buntsandstein el primero, Muschelkalk el segundo y Keuper el tercero.

2.10.1 Trías Inferior (T_{G1})

En este piso se establecen tres tramos según su litología: Conglomerado basal, areniscas intermedias y arcillas superiores.

Conglomerado basal (T_{G1}^c).— Está constituido por cantos rodados de cuarzo y de cuarcita con matriz arenosa, en marcada discordancia con la Formación Montesorro.

Las condiciones de sedimentación han variado notablemente al iniciarse el Triásico, lo que puede deducirse del estudio de los materiales detríticos. El análisis morfoscóptico de los cantos permite observar diferencias notables ya que los cantos de la formación Montesorro son paralelepípedicos sin modificación apenas de la forma primitiva, lo que sugiere depósitos de sedimentación rápida. Por el contrario, el conglomerado basal acusa un alto grado de redondeamiento.

Las diferencias son aún más notables en el estudio de minerales pesados y ligeros. Mientras que en la formación Montesorro los minerales más abundantes son rutilo, circón y cuarzo, con ausencia total de feldespatos; en los materiales triásicos los más abundantes son turmalina, cuarzo y feldespatos.

Finalmente, hay diferencia en los minerales de las arcillas ya que se encuentra caolinita en la formación Montesorro y no, en la triásica.

De todo ello, parece deducirse un ambiente sedimentario y unas áreas de aporte diferentes. Las capas de Montesorro, al menos en su parte superior, indican deposición rápida, en áreas continentales de clima templado en el que alternan largos períodos de lluvias con estaciones secas. En esas áreas se produce un intenso lavado en régimen abierto, con acciones edáficas intensas. El hierro y el magnesio pueden desaparecer por disolución y al alterarse los feldespatos, por ausencia de aquéllos, producen materiales caoliníferos que pasan a los sedimentos. Si el lavado no fuera totalmente abierto podría formarse montmorillonita.

Los sedimentos del Trías inferior corresponden, por el contrario, a depósitos de carácter fluvio costero, en áreas de transición, donde la influencia marina se hace progresivamente más patente hacia los niveles superiores. De cualquier forma, el área fuente es más lejana y la deposición se verifica en un medio subaéreo con intervención y acción del agua.

Las diferencias observadas son más acusadas en las inmediaciones de la discordancia aunque son extensivas a todo el Trías Inferior. La implantación de las nuevas condiciones sedimentarias indicadas, tienen como consecuencia una distribución muy irregular del depósito, especialmente en cuanto a potencia, que en el conglomerado basal oscila entre 60 y 100 m.

Areniscas (T_{G1}^a).— Representa el conjunto más importante del Trías inferior en lo que se refiere a monotonía de facies y a potencia. En todos los cortes se aprecian tres niveles de características transicionales dentro del conjunto. El inferior está constituido por areniscas rojas y blanquecinas con una potencia de 100 a 150 m, que pasan al conglomerado rojo superior o nivel medio del tramo. Este conglomerado tiene también matriz areniscosa en bancos de metro a metro y medio con estratificación cruzada. Su potencia no excede los 25 m, aunque en ese nivel podrían incluirse las areniscas

rojas y conglomerado pardo rojizo con cantos de cuarzo e intercalaciones de areniscas rojas micáceas con potencia de 50 a 80 m. Una nueva transición deposicional conduce a las areniscas superiores, rojas, verdes o blancas, con estratificación cruzada al igual que las inferiores. Su potencia es de 50 a 125 m.

En el tramo de areniscas sólo hemos encontrado materia carbonosa y tubificaciones de algas aunque se citan hallazgos como *Equisetites*, *Albertia*, *Pleuromeia* y huellas de *Cheirotherium*.

La potencia total del tramo es, como hemos dicho repetidas veces, muy variable debido a su carácter fluvio costero, de manera que oscila entre un mínimo de 225 m y 350 m dentro del área de la Hoja.

Limolitas y arcillas (T_{G1}^1).— Tiene una potencia total que puede alcanzar los 30 m o casi desaparecer. Su litología es de limolitas, arcillas y margas detríticas rojas sin lechos calizos intercalados.

Las arcillas son de tonalidades rojas y verdes con intercalaciones de limolitas y areniscas verdes de grano fino, a veces con pátina ferruginosa, que pasan hacia abajo a areniscas algo margosas muy ricas en mica y de laminación paralela en lechos alternantes de colores rojos y verdes.

2.10.2 Trías Medio (T_{G2})

Comprende un tramo inferior detrítico margo-arcilloso y otro superior calizo-dolomítico.

Tramo margo-arcilloso (T_{G2}^m).— Su litología es análoga al tramo anteriormente descrito, del que se diferencia fundamentalmente por las pasadas calizas intercaladas. Las capas de tránsito están mal definidas debido a la convergencia de facies, por lo que tomamos como límite de separación la presencia de los primeros lechos de caliza ocre en bancos de 25 cm y escasa potencia, sobre los que yacen limolitas rojas muy laminadas en tránsito a lutitas. Por encima se encuentran areniscas calcáreas pardo rojizas, alternancias de arcillas rojas y verdes, laminadas, en lechos de 2 a 3 cm y, finalmente, margas y arcillas rojas, laminadas que presentan intercalaciones calcáreas amarillentas de 10 a 15 cm, especialmente en su parte inferior. Su potencia oscila entre los 25 y los 40 m y su edad probable es Anisiense.

Cuando este tramo y el anterior aparecen meteorizados, no resulta posible su diferenciación, por lo que en ese caso hemos adoptado uno comprensivo (T_{G1-2}).

Tramo calizo-dolomítico (T_{G2}^c).— Sus niveles inferiores son de dolomías masivas en bancos de 1 m y una potencia de 15 a 25 m. Sobre esos niveles yacen dolomías tableadas de tonos grises con pátina amarillenta, en

lechos centimétricos, con *Fucoides* y potencia de unos 20 m. En lámina delgada se observan *ostrácodos*, *espículas*, *lamelibranquios*, *gasterópodos* y otros restos de carácter trivial.

Hacia arriba se encuentran calizas margosas y dolomías arcillosas laminadas, de tonos claros, a veces tableadas, con restos fósiles entre los que hemos determinado:

Lingula tenuissima BRON

Pecten alberti GOLD

Arca triasina ROEM

Turbonilla dubia MUNST

Omphaloptychia gregaria (SCHLOT)

Estos niveles tienen una potencia de 15 a 20 m y pasan progresivamente a otros 10 a 15 m de margas blancas o azuladas con alguna pasada dolomítica.

La potencia total del tramo calizo-dolomítico oscila entre 50 y 90 m. Su edad es Langobardiense-Cordevoliense.

2.10.3 Trías Superior (T_{G3})

La serie tipo podría definirse por tres tramos:

El inferior de 6 a 10 m, está formado por margas y arcillas detríticas, verdosas y rojas hacia la base, alternando con bancos de areniscas y limos mal cementados.

El medio de 10 a 15 m, muestra una litología de arcillas pardo verdosas con intercalaciones de yeso negro y pasadas de calcarenitas pardas herrumbrosas.

El superior de 70 a 100 m, se compone de un subtramo inferior de unos 20 m con yesos rojos de cristales aciculares y pasadas de arcillas rojas y un subtramo superior, más importante, de margas y arcillas rojas y verdes en bancos con intercalaciones de yesos. En este subtramo más alto es donde aparecen generalmente los aragonitos como sucede en Molina de Aragón y sobre todo en los afloramientos, unos 2 Kms casi al Este de Olmeda de Cobeta, donde se encuentran ejemplares de notable belleza.

El carácter detrítico y deleznable de los horizontes del Keuper, así como su plasticidad, dificultan la evaluación de su potencia que en la Hoja se aproxima frecuentemente a los 100 m. Su edad puede corresponder al Carniense-Noriense.

2.11 JURASICO

2.11.1 Rethiense-Hettangiense (T_{A-33} - J_{11})

Toda la litología de este conjunto es dolomítica, si bien su parte basal está constituido por bancos de unos 20 cms y en los niveles más bajos pueden existir lechos vacuolares con cristales idiomorfos de cuarzo. Este horizonte basal, visible al Norte de Corduente, está en continuidad con la facies del Keuper y se le atribuye una edad triásica. Su potencia alcanza los 10 m, pero puede desaparecer completamente ya que existe discordancia con las carniolas del miembro superior. Sin embargo esta discordancia intraformacional no ha sido señalada en el plano geológico, pues más bien se presenta como una paraconformidad.

La potencia total del conjunto dolomías tableadas y carniolas supera los 100 m y puede llegar a los 150.

2.11.2 Sinemuriense (J_{12})

Litológicamente está constituido por calizas y calizas dolomíticas microcristalinas tableadas, de color gris claro a beige con nódulos de sílex esporádicamente. Las microfacies son generalmente micritas y, a veces, doloesparitas depósitas en un medio de plataforma interna supra o intermareal.

Las condiciones impuestas por el ambiente sedimentario tiene como consecuencia una gran pobreza de fósiles en esta formación. YEBENES et al. (1978) citan en Cortes de Tajuña (Hoja de Ablanque): *Spiriferina walcotti* (SOW) y *Zeilleria cornuta* (LAM) en esta formación, pero por nuestra parte estimamos esa fauna así como la *Piarorhynchia radstockiensis* (DAV) de un nivel superior, probablemente Carisiense.

Hacia el techo de los materiales que consideramos típicos del Sinemuriense, aparecen algunos bancos calizos con pequeños artejos de crinoides en tanto que en otros niveles se encuentran solamente fósiles triviales como: *Glomospira*, *Lenticulina*, *Nodosaria*, *Lingulina*, *Escleritos de Holoturias*, *Es-pículas* y *Ostrácodos* atribuibles al género *Procytheridea* entre otros.

El Sinemuriense, como lo consideramos en nuestra Hoja, tiene unos rasgos litológicos de una gran consistencia en otras áreas de Ibérica y corresponde a la casi totalidad del miembro inferior del tramo de calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas, estudiado por GOY et al. (1976), que por otra parte, no representa el perfil más típico.

La potencia total del Sinemuriense es de unos 60 m.

2.11.3 Pliensbaquiense (J₁₃)

En la parte basal se encuentran calizas micríticas con restos orgánicos y dolomías de aspecto margoso que pasan a calizas algo arenosas con niveles centimétricos de margas verdes y marrones intercaladas en la serie. Por encima se encuentran capas más cristalinas con estratificación cruzada que terminan en un banco de ostreidos. Este banco puede señalar, precisamente, la evolución de la plataforma interna hacia condiciones de plataforma abierta de facies mesolitoral. La potencia total de todo este miembro es del orden de los 50 m.

A partir de aquí, la columna tipo presenta margas de color gris con algunas intercalaciones de calizas margosas, que suelen ser más frecuentes cerca de la base o del techo de este tramo cuya potencia es de unos 10 m.

Las microfacies dominantes son micritas y biomicritas más o menos arcillosas.

Estos niveles son muy fosilíferos así como también los suprayacentes por lo que permiten su correcta datación cronoestratigráfica. Sin embargo, la meteorización de sus rocas y la degradación del relieve da lugar a la mezcla de fósiles propios del tramo con otros procedentes de la serie superior.

La abundancia de braquiópodos y lamelibranquios, y algún gasterópodo, define el tramo en cuestión como Carixiense superior-Domeriense inferior.

Entre la fauna clasificada, junto con otras especies rodadas, se han determinado:

- Rhynchonella fodinalis* TATE
- Tretarhynchia tetraedra* (SOW)
- Lobothyris punctata* (SOW)
- Lobothyris subpunctata* (DAV)
- Plesiothyris verneuilli* (DESL)
- Waldheimia darwini* (DESL)
- Zeilleria edwarsi* (DAV)
- Zeilleria jauberti* (DESL)
- Zeilleria cornuta* (LAM)
- Chlamys humberti* DUM
- Lopha gregaria* SOW, var. *hispanica* CORT
- Pleuromya jauberti* SOW
- Pholadomya ambigua* SOW
- Astarte eryx* D'ORB
- Unicardium jamthe* D'ORB
- Pleurotomaria anglica* SOW

Por encima de los niveles anteriores aparecen unos 15 m de calizas bioclásticas de aspecto noduloso de color grisáceo con tonalidades amarillentas y rojizas, estratificadas en capas generalmente finas y onduladas con esporádicas intercalaciones de margas hojosas, más frecuentes hacia la base.

Las microfácies son predominantemente biomicritas e intrabiomicritas depositadas en un medio de plataforma abierta y somera.

La numerosa fauna determinada, permite datar todo este tramo como Domeriense.

Junto con algunas de las especies antes citadas se han podido clasificar:

Rhynchonella northamptonensis DAV

Epithyris subovoides (ROM)

Terebratulina thomarensis CHOFF

Spiriferina rostrata SCHLOT

Chlamys textorius (SCHLOT)

Pecten personatus GOLDF

Entolium palaemon D'ORB

Pleuromya meridionalis DUM

Unicardium onesimej DUM

Trigonia lineata AGASS

Passalotheutis paxillosus (SCHLOT)

La microfauna, no tan precisa en estos niveles, permite confirmar los datos anteriores mediante la asociación de: *Lagénidos*, *Favreina*, *Frondicularia*, *Lingulina* gr. *tenera*, *Lenticulina*, *Pseudoglandulina*, *Ophthalmidiidos*, *Crinoides*, *Espículas* y *Ostrácodos*, a los que pueden unirse, frecuentemente: *Vidalina martana*, *Labyrinthina* aff. *recoraensis*, *Orbitopsella*, *Ammodiscus* y *Glomospirella*.

Todos los niveles descritos definen el Pliensbaquiense, muy fosilífero en su parte terminal y poco, en los primeros 50 m. Potencia total 75 a 80 m.

A veces, no es factible señalar el contacto Sinemuriense-Pliensbaquiense y se agrupan en una unidad cartográfica (J₁₂₋₁₃).

2.11.4 Toarciense (J₁₄)

El comienzo del Toarciense está marcado por una sedimentación de margas y calizas margosas que indican una mayor subsidencia, a partir de los niveles de *Plicatula spinosa* SOW., de la plataforma abierta, que va a recibir con frecuencia sedimentos detríticos finos.

En la parte basal hay predominio de las margas amarillentas, grises y rosadas, luego aparece la alternancia de calizas amarillas y margas grises en capas finas, por encima margas rosas con intercalaciones de margocalizas de

igual tonalidad y, finalmente, una alternancia rítmica de calizas y margas, con predominio de éstas. Todo este conjunto, de unos 30 a 35 m, corresponde al Toarciense inferior y medio (J_{14}^{1-2}).

El conjunto superior (J_{14}^{2-3}) es igualmente margoso con intercalaciones de margocalizas más frecuentes hacia los niveles altos. Su tonalidad es preferentemente grisácea y su edad equivale aproximadamente a la zona *Thouarsense* y a la zona *Insigne*, Potencia 15 a 20 m.

Rara vez se pueden separar estos dos miembros, y las distintas zonas paleontológicas no son fácilmente separables debido a la mezcla de fósiles procedentes de otros niveles. No obstante, entre las diversas muestras que hemos determinado, se pueden identificar ammonites de cada una de las zonas paleontológicas:

Zona Tenuicostatum o zona inferior con *Dactyloceras commune* (SOW).

Zona Serpentinus con *Orthildaites orthus* BUCK y *Bouleiceras* sp.

Zona Bifrons en la que abundan los *Hildoceras*.

Zona Variabilis con *Haugia* sp, *Tiltoniceras costatum* BUCK, *Phymatoceras robustum* HYATT, *Polyplectus discoides* ZIET, *Pseudoleioceras* sp y *Grammoceras normanianum* (D'ORB).

Zona Thouarsense en la cual se encuentran *Whitbyceras pingue* SIMP, *Pseudogrammoceras struckmanni* DENCK y *Grammoceras toarsensis* (D'ORB).

Zona Insigne representada por el *Hammatoceras insignis* HYATT.

Aún, por encima de esta zona se encuentra la *Pseudoradosa* y la *Aalensis* que se datan como parte alta del Toarciense superior y hemos incorporado al DOGGER por formar una unidad litológica con él.

En cuanto a la fauna clasificada debemos resaltar la importancia que tienen otros fósiles, especialmente braquiópodos y lamelibranquios junto con algún gasterópodo y belemnites para la datación de ciertos horizontes y sobre todo por la información que aportan en cuanto a facies y condiciones batimétricas.

No consideramos preciso citar el total de especies clasificadas (más de 80) y nos limitaremos a indicar que se han encontrado 12 especies distintas de *Rhynchonelláceos*, 18 *Terebratuláceos*, 2 *Spiriferinas*, 5 *Pectináceos*, 5 *Ostreidos*, *Pleuromya*, *Ceromya*, *Pholadomya*, etc., gasterópodos tales como *Natica pelops* D'ORB y belemnites con las especies: *Acrocoelites oxyconus* (HEIN) y *Passalotheutis paxillosus* SCHLOT.

2.11.5 Dogger (J_{14}^{3-2})

Representa un conjunto, bastante homogéneo, de calizas margosas en la

base con predominio de calizas microcristalinas tableadas de color gris a beige hacia arriba.

Se incluye en este conjunto la parte alta del Toarciense superior, el Aalenense y el Bajociense. Los dos primeros pisos están bien determinados por los siguientes ammonites:

Catulloceras dumortieri THIOL

Dumortiera levesquei (D'ORB)

Dumortiera costula REIN

Dumortiera striatula costata BUICK

Pleydellia maetra DUM

Pleydellia lotharingica BRAN

Pleydellia aalensis ZIET

La mayoría de la fauna clasificada corresponde a estos niveles, en tanto que los del Bajociense son bastante pobres aunque todavía se encuentran: *branquiópodos*, *Ostreidos*, *Entolium disciforme* ZIET, *Cylindrotheutis munieri* (DESL), *Frogdenites cf. spinifer* BUCK y *Stephanoceras humphriesianus* (SOW).

En todos los afloramientos del Dogger no hemos identificado ningún nivel superior al Bajociense, lo que parece avalar una epirogénesis posterior a dicho piso y erosión de los niveles suprayacentes.

La potencia total, máxima apreciada, es de unos 60 m.

Finalmente, hemos de resaltar el hallazgo en la zona de Torremocha, de una mandíbula de *Ichthyosaurus cf. acutirostris* OWEN que hemos datado como Dogger aunque con la salvedad de que se encuentra en la parte baja de la serie y por tanto su edad debe ser correspondiente al Toarciense terminal o al Aalenense.

2.12 CRETACEO (C)

El Cretáceo en la Hoja de Molina de Aragón, presenta serias dificultades ya que la dolomitización de los niveles calcáreos y la frecuente esterilidad fosilífera de sus horizontes margosos no permite el estudio estratigráfico detallado e imposibilita las correlaciones.

Sin embargo, existen ciertas pautas, aunque no de detalle, que permiten establecer cuatro miembros bien establecidos: Facies Utilas (Albiense-Cenomaniense Inferior), Calizas dolomíticas tableadas (Cenomaniense Inferior-Turoniense, ambos en parte), Margas (Turoniense final), Calizas dolomíticas (Senoniense). A veces se individualiza un quinto miembro de margas y pasadas de calizas dolomíticas con abundantes fósiles del Cenomaniense.

2.12.1 Facies Utrillas (C₁₆₋₂₁⁰⁻¹)

Su límite inferior está claramente definido por su discordancia sobre el Dogger, en tanto que el superior es menos nítido por causa de la implantación de un régimen marino, primeramente esbozado en breves intentos hasta pasar a la transgresión definitiva.

Todo el tramo es fundamentalmente detrítico con las típicas areniscas arcósicas, lentejones arcillosos y cantos esporádicos de cuarzo en las arenas.

En los 15 m superiores hay, por lo general, una intercalación de un banco de metro a metro y medio con ostreidos del género *Exogyra*, y hacia el techo se repiten estas intercalaciones con *Hedbergella*, *Marginulina*, *Ostrácodos*, *Tubificaciones de algas* y restos de *Exogyra*.

La potencia total, hasta estas capas de paso, puede estimarse en unos 40 m como máximo.

2.12.2 Miembro de margas pasadas de calizas dolomíticas (C₂₁)

Este tramo se encuentra en el afloramiento cretácico del N.E. de la Hoja (Alto Cavero 1.212 m) y también en la otra mancha cretácica del Norte hacia su parte occidental, en tanto que no lo hemos identificado en los afloramientos suroccidentales.

En estos niveles se encuentran fósiles, principalmente, del Rothmagense tales como:

Ostrea canaliculata COQ

Ostrea trigeri COQ

Isocardia carentoniensis D'ORB

Fulpia pinguis STEPP

Natica difficilis D'ORB

Epiaster distinctus D'ORB

La potencia no llega a los 25 m.

2.12.3 Miembro calizas dolomíticas tableadas (C₂₁₋₂₂)

Comprende todos los niveles tableados de calizas dolomíticas y dolomías, subyacentes a los del Turoniense margoso.

En cuanto a la edad de este miembro, no puede descartarse una parte del Cenomaniense Inferior (Rothmagense) hasta, al menos, una parte del Turoniense.

La microfauna es la siguiente: *Cuneolina*, *Marssonella*, *Discórbidos*, *Dycyclina*, *Ophthalmidium*, *Ostrácodos*, *Charáceas*, *Textuláridos* y *Hedbergella*.

En algún nivel se encuentran *Ostreidos* entre los que hemos determinado: *Exogyra flabellata* GOLDF.

La potencia total es de 40 a 45 m.

2.12.4 Miembro margas del Turoniense (C₂₂)

Está constituido por margas, calizas margosas blanquecinas de grano fino y, a veces, calizas arcillosas dolomitizadas de tonos beige a rosado.

La microfauna determinada está compuesta de: *Heterohelix*, *Pithonella*, *Hedbergella*, *Verneuilínidos*, *Briozoos*, *Ostrácodos* y *Espículas*.

La macrofauna es muy escasa o ausente y sólo pueden encontrarse restos fragmentarios de los que sólo hemos podido clasificar, con reservas un *Pecten lamarcki*.

La potencia del tramo es de 20 a 30 m.

2.12.5 Miembro calizas dolomíticas (C₂₃₋₂₆)

Lo constituyen, preferentemente, dolomías blanquecinas de grano fino, estratificadas en bancos de 15 a 20 cm, calizas micríticas compactas algo brechosas y calizas dolomíticas grises en bancos centimétricos.

La presencia de *Rudístos* sensu lato, con *Radiolítidos* confirman su atribución al Senoniense dada por una microfauna de: *Cuneolina*, *Dorothia*, *Bolivinopsis*, *Textuláridos*, *Ophthalmidiidos*, *Aeolissaccus*, *Glomospira*, *Dictyopsella*, *Briozoos* y *Miliólidos* tipo *Idalina*.

Este miembro sólo se encuentra en el sinclinal de la parte noroccidental de la Hoja, donde su potencia puede llegar a los 40 m.

2.13 TERCIARIO (T)

2.13.1 Mioceno (T_{c1}^B)

Poca extensión ocupan los materiales terciarios dentro de esta Hoja. Solamente existen dos pequeños afloramientos en el borde Sur de la misma, próximos a sus extremos oriental y occidental respectivamente.

La serie que mejor se observa es la de la región de Molina de Aragón, en donde los niveles calcáreos terminales forman una pequeña mesa que se extiende desde dicha localidad hacia el Sur. Los materiales infrayacentes de conglomerados silíceos y arcillas rojas (T_{c1}^{Bb-Bc}) los suponemos de edad Vindoboniense.

En los niveles calcáreos (T_{C1}^{Bc}) TRICALINOS (1928) cita la fauna siguiente:

Limnaea cucuronensis FONT

Bythinia gracilis SANDB

Succinea oblonga DRAP

Planorbis thiollierei MICH

Dicho autor hace corresponder estas capas con las del Pontense de la submeseta del Tajo.

La mancha suroccidental (T_{C1}^B), no podemos correlacionarla con el afloramiento anterior aunque la consideramos del Mioceno sensu lato, quizás algo inferior. Sus materiales son conglomerados silíceos y arcillas rojas con fósiles rodados del Lías especialmente Terebrátulas y Pholadomias.

2.13.2 Plioceno (T_2^B)

Está constituido por cantos silíceos rodados sueltos que corresponden a restos de una raña en conexión con una red fluvial antigua. El afloramiento se encuentra a poco más de un Km al SE de Cobeta y el río Arandilla que circula de N a S al pie oriental de la meseta pliocena, es la expresión actual de la red fluvial antigua.

2.14 CUATERNARIO (Q)

2.14.1 Pleistoceno (Q_{11})

Las deformaciones post-pontenses hacen que en gran parte de la Ibérica, y en concreto en el área de esta Hoja, se desarrollen la formación de importantes depósitos de gravas y cantos, de naturaleza calcárea o silícea según las regiones, trabados en diferentes grados por una matriz arcillosa. Lo consideramos como Villafranquiense (Q_{11}).

Estos depósitos revisten algunas superficies de erosión parcial, tales como glacia (Q_{11}^G), o pedimentos (Q_{11}^L), que se han desarrollado en momentos de calma diástrófica, o correspondiendo a fases climáticas áridas, dando lugar a la formación de superficies de erosión encajadas en la primitiva superficie fini-pontense.

El aspecto de estos glacia con su cobertera detrítica recuerda a las rañas extemeñas y de otros lugares de la Península.

Estos depósitos están bien representados en los flancos de la Sierra de Aragoncillo.

Desde el punto de vista estratigráfico estas formaciones se pueden correlacionar con las gravas que en la Puebla de Valverde, CRUSAFONT, HARTENBERG y HEINTZ (1964), datan como Villafranquienses, basándose en la fauna de vertebrados encontrada en las mismas, y cuya posición morfológica es análoga a las que se encuentran en la presente Hoja.

2.14.2 Holoceno (Q_2)

También existen en la Hoja otros depósitos cuaternarios tales como terrazas fluviales (Q_2^T), depósitos aluviales (Q_2^{Al}), conos de deyección (Q_2^{Cd}), depósitos coluviales (Q_2^C) y tobas calizas (Q_2^K).

3 TECTONICA

3.1 INTRODUCCION

Como precedentes de los estudios regionales que afectan a la Hoja de Molina de Aragón, hay que remontarse a los trabajos de JOLY (1923-27) ya que los anteriores de VILANOVA y PIERA (1863), CORTAZAR (1875), CALDERON (1898) y otros, se reducen a observaciones aisladas no siempre acertadas.

No están los trabajos de JOLY directamente relacionados con la zona que estudiamos sino que se refieren a los fenómenos tectónicos de Montalbán. Lo mismo sucede con los de FALLOT y BATALLER (1926-1931), FALLOT (1934), RICHTER y TEICHMUELLER, STILLE y algunos otros que se refieren a rasgos más generales de las Cadenas Ibéricas.

Los primeros datos concretos sobre la región de Molina-Albarracín se deben a TRICALINOS (1928) quien, en su memoria sobre las cadenas Hespéricas, señala la existencia de direcciones estructurales orientadas NW-SE. Distingue dos ejes: el más septentrional, que denomina "eje de Aragoncillo", va desde Maranchón a Sierra Menera pasando por Aragoncillo. El segundo "eje del Tremedal" comienza en el afloramiento paleozoico situado al Sur de Santa María del Espino (Rata), pasa por Torremocha y llega a la zona de Albarracín donde se une a los macizos del Nevero, Sierra del Tremedal, Sierra Carbonera y Collado de la Plata. En su opinión, dichos ejes se formarían por la existencia de anticlinales de fondo, vergentes al NE.

Los estudios posteriores de LOTZE (1929), SCHROEDER (1930),

BRINKMANN (1931), ASHAUER y TEICHMUELLER (1933) configuran el conocimiento de las Cadenas Ibéricas, que preparan el camino a la notable síntesis de RICHTER y TEICHMUELLER (1935) en la que se marcan las directrices tectónicas con varias divisorias, una de las cuales pasa por nuestra zona de trabajo.

Posteriormente RIOS, ALMELA y GARRIDO (1944), en su estudio de las zonas limítrofes de las provincias de Guadalajara y Cuenca, hacen una descripción de las principales estructuras.

Finalmente, numerosos geólogos, españoles y extranjeros aportan nuevos datos para el esclarecimiento de los fenómenos tectónicos que afectan a este sector de la Ibérica.

Por nuestra parte expondremos los rasgos tectónicos dentro del marco de cada una de las dos orogenias que afectan al área de la Hoja.

3.2 OROGENIA HERCINIANA

Los materiales paleozoicos aflorantes acusan claramente la influencia de la Orogenia Herciniana con sus rasgos enmascarados por la posterior Orogenia Alpina.

El núcleo paleozoico principal se extiende de Este a Oeste, aproximadamente entre los meridianos $1^{\circ}52'$ y $2^{\circ}5'$, desde Rueda de la Sierra a Sierra Alta por los vértices de Matillas (1.402 m), Majadillas (1.383 m), los parajes "Las Cabezuelas", "La Sierrezuela" y "La Sierra", el vértice Aragoncillo (1.518 m) y sus estribaciones septentrionales hasta Sierra Alta (1.461 m).

El núcleo paleozoico forma un complejo anticlinal, orientado en conjunto O.NO-E.SE, que separa la UNIDAD NORTE de la UNIDAD CENTRAL y corresponde a lo que TRICALINOS (1928) denominó "Eje de Aragoncillo".

Desde el comienzo del afloramiento por el Oeste, en Sierra Alta, hasta casi el meridiano del vértice Aragoncillo hay una serie de pliegues de dirección N-10-O a N-20-O y fracturas igualmente norteadas. También se observan fallas de desgarre casi ortogonales a las anteriores y el frente de cabalgamiento al Norte sobre las formaciones de Lías-Dogger y Cretáceo separadas, a su vez, por otra falla subparalela.

A partir de Aragoncillo la influencia de la Orogenia Alpina es mucho más nítida y el anticlinal adopta una dirección de eje E-O buzante hacia el Este que evoluciona a partir de "La Sierra" a una dirección N-60-O con otros dos cierres periclinales y fallas perpendiculares a este rumbo.

Hasta aquí predominan los materiales paleozoicos correspondientes a la Formación Armoricana con el ojal cámbrico al Norte de Hontezuela y escasos afloramientos postllandeilienses; pero a partir de "Las Cabezas" el anticlinal se inflexiona ligeramente hacia el Sur hasta el cierre de Majadillas con eje de dirección N-10-O. El núcleo está constituido por materiales ordovícicos enmarcados por la cuarcita del Valentiense, en parte recubierta por el Paleozoico posthercínico, Estafaniense-Permiano.

Desde Cerro García (1.387 M) se extiende por Matillas (1.402 m) hasta las proximidades de Rueda de la Sierra, el último núcleo anticlinal de Formación Armoricana con eje N-70-O, buzante hacia el Este con flanco septentrional fallado.

Además de los materiales paleozoicos del frente de cabalgamiento Aragoncillo-Sierra Menera, afloran también en la UNIDAD SUR que cabalga a la UNIDAD CENTRAL. En este caso se trata de pizarras ampelíticas del Gotlandiense y cuarcitas probablemente devónicas. Este frente de Torremocha a Corduente y su prolongación noroccidental triásica corresponden al "Eje del Tremedal" de TRICALINOS (1928).

Los materiales que acabamos de considerar en ambos afloramientos son antehercínicos o, con mayor propiedad, anteriores a la fase Astúrica o Palentina.

Parece dudosa la existencia de la fase Tacónica, que separa el Sistema Ordovícico del Silúrico, pero la desaparición de los niveles biostrómicos de Cistideos no implican forzosamente una explicación de índole tectónica.

En ambos afloramientos del Paleozoico se encuentran sedimentos posteriores a la fase paroxísmica Astúrica, en marcada discordancia, que hemos datado como Estefaniense-Autuniense sin que podamos separarlos por fase alguna, no observable con el mínimo de nitidez que permita considerarla y sí, en cambio, aparece una, relacionable con la Urálica, que señala la discordancia del conjunto anterior con el Saxoniense.

La fase póstuma de la Orogenia Herciniana o fase Palatínica pone fin al Paleozoico y establece la discordancia entre las facies Saxoniense y el Trías.

3.3 OROGENIA ALPINA

Las líneas estructurales, debidas a los movimientos alpídicos, constituyen los accidentes de mayor importancia de la Hoja manifestados principalmente por dos frentes de cabalgamiento con plano inclinado hacia el SO que tienen como consecuencia el cobijamiento de distintos materiales jurásicos y cretácicos por el Paleozoico o por el Trías inferior.

Ambos accidentes, señalados por TRICALINOS (1928), han tenido una evolución muy semejante. Se trata de dos fracturas cabalgantes hacia el NNE en que la más septentrional llega a mostrar una dirección O.NO—E.SE, al Norte de Aragoncillo, en tanto que la más meridional conserva un rumbo uniforme dentro de nuestra área de estudio.

En ambos accidentes el salto vertical es muy importante. En la zona de Hontezuela, el frente de Aragoncillo determina un salto que puede estimarse en 1.000 m, mientras que en el frente de Torremocha no parece inferior a los 800 m, al menos en esta parte central.

Los dos frentes mencionados dividen la Hoja en tres unidades estructurales, cada una de las cuales presenta sus propias características:

a) UNIDAD NORTE o de Odón. Comprende un conjunto de materiales del Lías, Dogger, Albense y neocretáceo.

b) UNIDAD CENTRAL o de Molina. Está limitada por los dos frentes de cabalgamiento y contiene todos los niveles del Triásico así como los del Lías y Dogger inferior. Su accidente tectónico más importante es el sinclinal jurásico de Torremocha, muy disimétrico, con flanco meridional cabalgado por el Trías y el Paleozoico.

c) UNIDAD SUR o del Alto Tajo. La constituye el conjunto geológico situado al SO del frente de Torremocha con materiales triásicos en su mayor parte, paleozoicos en una estrecha banda desde Torremocha a Corduente y jurásicos, cretácicos y terciarios en el extremo suroccidental con fracturas de distensión paralelas al frente de cabalgamiento.

El primer sistema de plegamiento correspondiente a una fase previa de la Orogenia Alpina se observa en la UNIDAD NORTE. Se trata de pliegues de eje N—S o bien N.NE—S.SO asimétricos, con flanco oriental a veces próximos a la vertical, siempre realizados en Lías y Dogger, muy nítidos en la parte NE de la Hoja, sobre todo el de Torrubia. El conjunto Albense Neocretáceo yace discordante sobre ellos.

Todos los datos apuntan a la existencia de una fase Preneokimérica y otra prealbense o fase Aústrica.

En numerosas áreas de la Ibérica el hiato existente entre el Calloviense inferior y la transgresión del Oxfordiense superior, se explica por una fase epirogénica casi general. Ese hiato, a veces menos amplio, es muy importante en cuanto a la distribución paleogeográfica de las formaciones posteriores al Oxfordiense superior, ya que la sedimentación al iniciarse la transgresión del Oxfordiense superior va a encontrar situaciones diferentes como indicábamos en nuestra supervisión de la Hoja de Ademuz, según se tratara de cuencas, subumbrales o umbrales.

El área de la Hoja de Molina, parece corresponder en esta época a una

disposición de umbral ya que no se encuentra en ningún lugar niveles superiores al Bajociense medio y ello avala un régimen erosivo tras la emersión del Calloviense inferior o medio.

Durante la fase Neokimérica debe aumentar el carácter regresivo y erosivo de la región y no hay deposición de depósitos wealdicos. Luego los movimientos aústricos completan el plegamiento que se inicia en la fase epirogénica Preneokimérica con repercusión del zócalo paleozoico en la formación de fosas y pilares de dirección norteada.

El plegamiento en cuestión, con direcciones N-S, se puede correlacionar con la fase observada en Montalbán y Aliaga, esta última contemporánea de la Formación Escucha, datada como Albense inferior (AGUILAR, RAMIREZ DEL POZO y RIBA, 1971).

En nuestro caso sólo cabe considerarse el plegamiento como posterior al Bajociense medio y anterior al Albense sensu lato, en marcada discordancia con los pliegues N-S del Lías-Dogger.

En la UNIDAD SUR, hacia la salida de la Hoja del río Arandilla, también se observan pliegues jurásicos norteados, si bien en esta UNIDAD predomina la dirección NO-SE que interfiere con la anterior.

Las fases Pirenaica (pre-Estampiense), la Sávica (pre-Aquitaniense) y la Estaírica (pre-Burdigaliense) no pueden ser demostradas en el dominio de la Hoja por faltar los terrenos correspondientes que permitan utilizar los criterios stratigráficos. Lo que sí resulta eficiente es la existencia de fases Alpinas propiamente dichas que dan lugar a los importantes cabalgamientos postsenonienses que nos permiten la división del área en las tres unidades citadas.

Configuran el cuadro tectónico los deslizamientos hacia el NE, sincrónicos de los frentes de cabalgamiento, y los deslizamientos hacia el SO, posteriores a la fase anterior, en la etapa de distensión.

El estilo tectónico de los plegamientos alpinos es del tipo Jura, de zócalo y cobertera. El zócalo está constituido por el Paleozoico anterior a la Orogenia Herciniana propiamente dicha, en tanto que las formaciones estefanienses, pérmicas y triásicas (con exclusión del Keuper) forman una especie de tegumento que se pliega en deformaciones de acomodación al zócalo el cual, posiblemente, predetermina las direcciones que habrán de constituir los futuros cabalgamientos de edad alpina.

A veces de ese tegumento se excluye no sólo el Keuper sino también el Muschelkalk que a favor de sus niveles plásticos inferiores pasaría a ser cobertera.

Por el contrario, en la UNIDAD NORTE, donde el Trías tiene posiblemente menor potencia, puede incorporarse el conjunto Lías-Dogger a ese

tegumento y sus pliegues norteados serían deformaciones de acomodación a la fracturación transversal del anticlinorio paleozoico que muestra un estilo tectónico de tipo sajónico.

En algunos puntos se observan en las calizas jurásicas de la UNIDAD NORTE pero fundamentalmente en las de Cuevas Labradas, al Sur de la Hoja y fuera ya de ella, juntas estilolíticas estratiformes, anteriores a todas las transversas, con picos perpendiculares a los planos de estratificación que implican una fase de distensión importante, antes de las fases de plegamiento principales. No cabe duda que corresponden a alguna fase tectónica de movimientos verticales intramesozoicos, muy verosímilmente a la Neokimérica.

En la UNIDAD CENTRAL y en la UNIDAD SUR la estructuras adoptan la dirección Ibérica NO—SE con el importante cabalgamiento del Buntsandstein, que las separa, sobre los materiales jurásicos. También corresponde al mismo ciclo orogénico el cabalgamiento entre la UNIDAD CENTRAL y la UNIDAD NORTE. Estos plegamientos alpinos de dirección Ibérica, en base a datos de áreas próximas a la Hoja, pueden datarse como acaecidos entre el Oligoceno y el Mioceno.

La Orogenia Alpina, que afecta principalmente a la cobertera, da lugar también a estructuras de despegue con transición a fenómenos de deslizamiento y pliegues de gravedad.

En la fase de distensión se producen fallas de dirección NO—SE como se aprecian en la esquina suroccidental de la Hoja dentro de la UNIDAD SUR.

Como conclusión final, creemos se trata de una región de estilo jurásico en la que los pliegues de cobertera vienen muy influidos por la estructura del zócalo.

4 PALEOGEOGRAFIA Y EVOLUCION

Aunque no ha sido identificado el Cambriano en la región que estudiamos, pensamos que dado el gran desarrollo del mismo en toda la Rama Castellana de la Ibérica, y su facies geosinclinal, puede darse por muy probable que existiera bajo las cuarcitas armóricas.

Según se deduce de la ligera discordancia observada en Santed por LOTZE (1929), entre los materiales del Cámbrico superior (Fm. capas de Ateca), y los primeros materiales ordovícicos; tras los débiles movimientos orogénicos de la fase sárdica, se depositan en todo el ámbito de la Ibérica las

cuarcitas armóricas, acompañadas a veces de materiales detríticos, que nos marcan el principio de la transgresión ordovícica. Durante este período se va a implantar un régimen de sedimentación de tipo geosinclinal, con un área sedimentaria de régimen más irregular y de aguas menos profundas que el geosinclinal Mediterráneo cámbrico.

En el geosinclinal ordovícico, los sedimentos son más profundos hacia el SO y más litorales en sentido NE.

Tras la deposición de las cuarcitas armóricas, va a producirse un cambio en la sedimentación, pasando a un régimen detrítico-arcilloso, de carácter nerítico, que va a persistir durante todo el Llandeiliense, y que está representado por las areniscas y grauwackas con trilobites, (*Neseuretus tristani* BRONG).

Al parecer, el comienzo del Caradoc y hasta el final del Ordovícico, de un modo general en toda la Península, se hace notar la repercusión de los movimientos paleocaledonianos, que producirían ondulaciones en el zócalo y emersión al final de los mismos de algunas regiones del NO de la Península (región asturiana). En nuestra Hoja, todo ello se traduce en una variedad litológica en los sedimentos del Caradoc-Ashgiliense, a la vez que se producen condensaciones de algunos niveles. Esta inestabilidad ya la señala RIBA (1959), en su estudio de la región de Albarracín.

Como consecuencia de todo ello, se individualizan en la cubeta sedimentaria, una serie de surcos y umbrales orientados de NO a SE, que van a persistir hasta el Valentiense.

Al final del Ordovícico parece implantarse en gran parte de la Ibérica, una sedimentación en aguas poco profundas, de tipo plataforma epicontinental, en las que posiblemente se formarían surcos arrecifales paralelos a la línea de costa.

Con la terminación del Ashgiliense los movimientos paleocaledonianos (fase Tacónica) se dejan sentir con regresión del mar e incluso suaves discordancias locales, lo que ya fue puesto de relieve por RIBA para la región de Albarracín.

Con los niveles brechosos y cuarcíticos del Valentiense inferior se inicia un nuevo ciclo transgresivo, en el cual, tras los primeros episodios detríticos se continúa con una sedimentación de tipo pelágico en un régimen de aguas tranquilas, (pizarras ampelíticas con graptolites), y en el cual deberían existir pequeños umbrales análogos a los del Ordovícico terminal que podían suministrar materiales más detríticos, en los niveles finales del Silúrico.

La sedimentación es continua hasta el Eifeliense sin que se haya podido encontrar pruebas evidentes de una interrupción en el tránsito Silúrico-Devónico; aunque posiblemente se produzcan cambios paleogeográficos.

Durante el Devónico inferior, la sedimentación es de tipo marino rítmico, en la que alternan sedimentos calcáreos de facies hercinianas con sedimentos detríticos de aguas someras de facies renana.

A partir del Devónico medio, se deja sentir un primer movimiento orogénico importante, que va a producir la emersión de una gran parte de la Cordillera Ibérica. Esto dará lugar a la formación de la consiguiente laguna sedimentaria.

En nuestra hoja no existen pruebas de sedimentos devónicos. Pensamos, que o no se sedimentaron, o más probablemente, tras su deposición ha sido arrasados posteriormente; pues el área de Ateca-Ricla se comportó como zona levantada al finalizar el Paleozoico.

El paso Devónico-Carbonífero está aún por estudiar en el dominio de la Ibérica.

De acuerdo con los estudios de COLCHEN (Sierra de la Demanda) y BERGER, KAUFMAN y SACHER (región de Montalbán), se deduce que existió una línea de costa de un geosinclinal, durante una parte del Carbonífero inferior (Namuriense-Westfaliense) que pasaría por el Priorato (Tarragona), Montalbán, Norte de Molina, Sierra de la Demanda, Norte de Palencia; con lo que queda paleogeográficamente demostrado que no existió el pretendido "Macizo del Ebro" que RITCHER y TEICHMUELLER emplazaban en el Carbonífero, en la actual depresión del Ebro. Los estudios de paleocorrientes realizados en la serie flysch de Montalbán, muestran que los sedimentos deslizados venían del Sur, situándose el área excavada al Sur de Montalbán. En el Ebro existió pues, una gran cuenca de carácter eugeosinclinal.

Como consecuencia de los movimientos orogénicos hercinianos pre-estefanienses de fases Astúrica o Palentina, se debieron de individualizar una serie de umbrales y cuencas en las que se depositarían más tarde unos sedimentos de facies continental-lagunal, en las etapas finales del Estefaniense. Una de estas cubetas ocuparía la región de Molina de Aragón.

En este período debió existir una intensa actividad efusiva de tipo ácido.

Una nueva etapa orogénica (fase Urálica o Saálica) tiene lugar después de la sedimentación de los últimos materiales estefanienses, aunque de menor intensidad que los anteriores.

Se continúa la sedimentación con carácter continental en el Pérmico. En este período la actividad volcánica prosigue en el Autuniense y decrece después, conservando su carácter ácido.

Las condiciones de sedimentación de los materiales pérmicos, al menos en sus niveles más superiores, parecen responder a las características de los

sedimentos de deposición rápida efectuada en áreas continentales de clima templado, sometidas a intensos lavados.

Parece ser que tras los últimos sedimentos paleozoicos, una nueva fase de plegamiento, la Palatínica, tiene lugar aunque las deformaciones que produce son muy suaves. Como consecuencia de ello existe una leve discordancia entre los materiales del Triásico inferior y los sedimentos del Pérmico.

Durante el Pérmico las áreas emergidas se ven sometidas a una intensa denudación que dará lugar a la formación de la penillanura pretriásica.

Al comienzo del Trías, España está emergida según una extensa plataforma basculada hacia el E en dirección al mar.

En dicha plataforma quedaban como regiones más elevadas las áreas central y occidental, que constituían el llamado "Macizo Castellano".

Durante el Pérmico los relieves hercinianos han sido arrasados hasta formar una penillanura, donde se esbozan una serie de umbrales y surcos, en los que se depositan los productos resultantes de esta degradación, como en la región de Molina.

En la superficie de arrasamiento se implanta una cubeta sedimentaria, que está limitada al O por la Meseta y Macizo Castellano y que con un suave descenso se hunde hacia el E en dirección al mar. En ella se definen varios surcos, de los cuales el más extenso era el que se extendía en la zona SE de la Cordillera, y que posiblemente enlazaba con el geosinclinal bético. Otro surco se emplazaba en la zona de Molina de Aragón, quedando entre ambos el umbral de Albarracín (RIBA, 1959).

El límite septentrional de esta cuenca lo constituiría el Macizo Central francés, al Sur del cual, y ya desde el Pérmico, se encontraba la depresión pirenaica y la actual depresión del Ebro; en la cual, según ASHAUER, (1934), RITCHER y TEICHMUELLER (1935), SCHRIEL (1942), LLOPIS (1947), VIRGILI (1958), etc., se admitía la existencia de una zona emergida a la que se ha llamado "Macizo del Ebro". Sin embargo, como más tarde se ha demostrado, (RIOS, 1958-1960; ALMELA y RIOS, 1960), a raíz de los resultados de los sondeos efectuados en dicha región, la citada área no fue, durante el Trías, un macizo elevado, sino una importante zona de sedimentación.

Hacia el E se cree podría existir una zona de denudación, el "Macizo Catalán", cuya existencia según VIRGILI (1958-1960) sólo se basa en razones de orden tectónico, y en las diferencias de facies entre el Trías de la Cordillera costera catalana y el Trías del Mediterráneo oriental.

Esta cubeta que forma la Ibérica se ve invadida durante el Trías inferior por una sedimentación de tipo epicontinental, en la que se depositan mate-

riales de carácter fluvial o costero, según que consideremos regiones más o menos próximas a las áreas occidentales emergidas.

Durante esta época la cuenca no debió permanecer estática, sino que los umbrales debieron jugar durante la misma, lo que condicionó el desarrollo de los conglomerados.

Bien sea debido a la subsidencia, o al avance del mar, al final del Triásico inferior la influencia marina se hace más notoria.

En el Trías medio tiene lugar una transgresión en la que el mar avanza hacia el O y las zonas más orientales se ven invadidas, con la implantación de una sedimentación calcárea, típica de aguas calidad poco profundas.

En este primer avance del mar, no se llega a cubrir la totalidad de la Ibérica. En las regiones más occidentales los sedimentos tienen carácter de depósitos poco profundos sometidos a irregulares pero más o menos frecuentes invasiones marinas, que serán menos importantes y más distanciadas, cuanto más al O sea la región que consideremos. Lo cual, debido a que la transgresión avanza de E a O y S a N, hace que los depósitos debidos a las condiciones de transición que hemos descrito, ocupen niveles estratigráficos progresivamente más altos, hacia las áreas más occidentales.

Como consecuencia de ello, la pequeña retracción marina, que tiene lugar durante el Muschelkalk medio, solo quedará muy patente en las regiones más occidentales, siendo muy difícil de identificar en las regiones orientales próximas al Macizo Castellano.

Tras este período regresivo, nuevamente el mar avanza hacia el O. Y NO., de manera que llega a cubrir toda el área de la Ibérica. Por ello durante el Muschelkalk superior se implanta en toda la cuenca unas condiciones de sedimentación más homogéneas, que vienen marcadas por la aparición, de modo general, de depósitos calcáreos.

En esta época, el mar alpino que desde el Triásico inferior ocupaba las regiones más meridionales y orientales de la Península, avanza hacia el N y O, dejando sentir su influencia en la región costero catalana (donde la fauna encontrada por VIRGILI (1958), es típica del mar alpino) y en zonas interiores de la Ibérica, como lo demuestra la presencia de *Protrachyceras* en la región de Royuela (Albarracín), que constituye la nota más occidental de la influencia alpina.

Hacia la meseta, como ya han demostrado SCHRODER (1929), BRINKMANN (1931), RITCHER y TEICHMUELLER (1935), y otros, todo se hace más detrítico y con influencia continental más marcada.

Nuevamente durante el Trías superior se implanta una sedimentación costera, de tipo lagunar, limitada por relieves muy peniplanizados, lo que condiciona unos sedimentos ricos en sales, que constituyen la formación

Keuper. En estos medios sedimentarios el pH debió ser alcalino 7,5 a 8, y rico en sulfatos, lo que favorece la precipitación del CO_3Ca en forma de aragonito y además impide la transformación posterior en calcita, en el transcurso de los procesos diagenéticos, según demuestra MARFIL, R. (1970).

En los bordes de la cuenca estos sedimentos son más detríticos, de facies análogas a las del Buntsandstein. Termina el Triásico con un nuevo episodio carbonatado de tipo dolomítico que se extiende durante el Lías inferior.

En relación con la Unidad Carniolas es preciso señalar tres hechos importantes en la Cordillera Ibérica:

1º) En la región de Riela y Almunia de Doña Godina se observan unas brechas en la base de las carniolas propiamente dichas, que descansan indistintamente sobre las arcillas de facies Keuper del Trías superior, las calizas del Muschelkalk, e incluso sobre las areniscas del Buntsandstein.

2º) En la región de Belchite (a 40–50 Km al SSE de Zaragoza) los tramos brechosos pasan lateralmente a niveles de anhidritas.

3º) En gran parte de la Cordillera Ibérica, los primeros materiales suprayacentes a las margas y arcillas de facies Keuper, son unas dolomías bien estratificadas en bancos de 15 a 20 cm a veces laminadas con potencia no superior a los 15 m y que pueden faltar. En lámina delgada se observa en este tramo una paragénesis de cristales de dolomía y de anhidrita.

La coordinación de los tres hechos reseñados nos lleva a admitir que los sedimentos triásicos terminan con las capas dolomíticas bien estratificadas, que pueden ser equivalentes a las del Rethiense con *Avicula contorta* PORTLOCK de los Pirineos.

Tras la sedimentación de estos niveles dolomíticos deben tener lugar movimientos epirogénicos, que dan como resultado la formación de una serie de umbrales y cuencas sobre las cuales empezará la sedimentación jurásica.

Los gradientes de pendiente dieron, probablemente, origen a deslizamientos gravitacionales o "slumpings" de considerable extensión.

Las zonas de umbrales serán tanto más denudadas cuanto más altas hayan quedado, y surtirán los materiales detríticos a los primeros depósitos jurásicos. Como consecuencia, en las zonas elevadas, las dolomías serán barridas e incluso algunos materiales más bajos.

El aporte detrítico tuvo una traslación de poco alcance y se depositó en las zonas deprimidas en concordancia con las dolomías triásicas. En otras áreas, puede quedar un medio confinado que daría lugar a la sedimentación de anhidrita, y luego seguiría un ambiente más tranquilo de mar poco pro-

fundo y rico en sales, donde se sedimentarían las carniolas que, en principio serían dolomías con enclaves de anhidrita, que al disolverse daría la estructura típica vacuolar u oquerosa de esta formación.

Las brechas, inferiores estratigráficamente a las carniolas, pasan vertical y gradualmente a éstas y marcan el comienzo de un nuevo ciclo sedimentario por lo que puede suponérseles una edad Hettangiense junto con las carniolas, sin excluir para la parte basal la edad triásica.

Posteriormente el ambiente sedimentario debió evolucionar hacia condiciones tranquilas con formación de micritas que atribuimos al Sinemuriense.

Tras los últimos episodios micríticos, sucede un cambio en las condiciones de sedimentación. Los fondos hasta este punto estáticos y las aguas tranquilas, pierden estas condiciones. Por un lado se inician unos leves movimientos epirogénicos de los fondos marinos, que son lo suficientemente notables como para que se pase a una sedimentación detrítica.

Si correlacionamos los tramos existentes en nuestra Hoja con los que ya han identificado más al S (sector Albarracín) otros autores, principalmente, RIBA (1959), BEHMEL y GEYER (1966), DUBAR, ELMÍ y MOUTERDE (1970), estos movimientos debieron progresar en sentido S-N en el transcurso del Pliensbaquiense. Acompaña a este fenómeno una pérdida de profundidad, apareciendo unas facies neríticas y empiezan a registrarse hiatos sedimentarios, con pérdida de algunas zonas de ammonites, como los registrados por Mensink.

Hacia el N el mar perdía profundidad, las oscilaciones del fondo marino llegan con menor intensidad y algo retrasadas, pero las pequeñas variaciones batimétricas, debido a la menor profundidad en estas regiones, son patentes, como lo demuestra la presencia de lechos salobres o de micritas con Ostrácodos en los sedimentos del Pliensbaquiense medio y superior.

Los niveles de calcarenitas y lumaquelas, muy bien desarrollados hacia el S, se acufían y ascienden en la escala cronológica conforme avanzamos hacia el N. La presencia de los niveles salobres y con Ostrácodos junto al desarrollo de las lumaquelas, sugieren una batimetría no superior al los 30-40 m con un índice energético de tipo medio. MENSINK, en su estudio del Jurásico del NW de España (zona de Cameros y Sierra de la Demanda) señala la existencia de un hiato sedimentario en el Toarciense inferior. Pensamos que el hiato señalado por MENSINK puede tener como causa los movimientos a que aludimos y presenta la repercusión de una fase intra-líásica tardía.

Al comienzo del Toarciense, las condiciones de sedimentación son muy semejantes en todo el área de la Ibérica, destacándose en la región que consideramos una reducción de espesor junto a una disminución de la pro-

fundidad del medio en sentido S y W. Estimamos que la batimetría en nuestra Hoja es algo menos de 100 m.

Estas condiciones continúan hasta el Aalenense con ligeras modificaciones, pero durante el Bajociense y Bathoniense las facies son menos profundas, especialmente hacia el N. El carácter micrítico de los sedimentos nos da idea del régimen tranquilo del medio deposicional.

No hemos encontrado en toda la Hoja niveles superiores al Bajociense superior y ello hace pensar en la importancia de la fase Preneokimérica en nuestra área de estudio. Esta fase indica surrección casi general en el Calloviense, si bien con presencia de umbrales, subumbrales y fosas, de tal manera que en otras regiones se deposita el Oxfordiense Superior en régimen pelágico que evoluciona a condiciones de poca profundidad en el Kimmeridgiense (unos 30 m) con desarrollo de intercalaciones arrecifales y foraminíferos de concha arenosa (*Textularia*, *Ammobaculites*, etc.) al par que los oolitos y pisolitos observados en la serie media—superior demuestran un índice de energía deposicional, alto.

Durante las últimas etapas, y a partir de la transgresión del Oxfordiense superior, se inicia el régimen regresivo y en muchos lugares de la Ibérica se esboza la facies Purbeck—Weald.

Desde luego parece que las “margas de Montón” (Oxfordiense superior—Kimmeridgiense basal) no llegan a depositarse en regiones septentrionales ni occidentales de la Ibérica, incluida nuestra Hoja, lo que confirma la importancia de la fase Preneokimérica en amplias zonas.

La pérdida de la continuidad sedimentaria en la Hoja de Molina a partir del Bajociense, no permite el estudio paleogeográfico directo y todos los datos resultan de extrapolaciones.

La retirada del mar hacia el Sur y Este de nuestra área de estudio, ocurrida hacia el final del Jurásico, implica la iniciación de la facies Weald al comienzo del Cretáceo, que según VIALLARD (1968) tiene una edad Barremiense—Aptense y descansa en discordancia sobre diferentes niveles del Jurásico. A esta facies Weald sigue un Aptense de neto carácter marino.

En nuestra Hoja, los primeros materiales cretácicos que encontramos constituyen una formación detrítica, de características petrológicas análogas a la “Formación Utrillas”, y de edad Albense.

Esta formación arenosa, se apoya sobre una superficie no plana, ya que, a esta etapa de sedimentación, le ha precedido una suave etapa de deformación y abrasión, provocada por el movimientos kiméricos. Es por esto por lo que este Albense detrítico viene a rellenar el relieve estructural pre—existente y parcialmente erosionado. Su potencia varía mucho de unos puntos a otros, siendo mayor en los puntos donde

existía una depresión pre-Albense (generalmente sinclinal), que sobre los umbrales.

Estos materiales detríticos, tienen un carácter fluvio-costero, y su disposición constituye una formación extensiva que colmata los suaves relieves pre-Albenses existentes. Su presencia es constante siempre. La edad la fijamos en Albense, aunque algunos puntos pueden alcanzar los primeros niveles Cenomanenses, mientras que Utrillas no se inicia hasta el Albense medio, según RAMIREZ DEL POZO (et. alt.).

A medida que subimos en la serie, se va perdiendo el carácter fluvio-costero y empieza a manifestarse un cambio en la salinidad del medio, debido a la influencia de la transgresión marina del Cenomanense. Esta influencia marina se manifiesta en niveles tanto más altos cuanto más al N y W consideramos.

En nuestra región comienzan los sedimentos del Cenomanense, por unos materiales terrígenos cuya batimetría no es superior a los 40 m. Durante el Cenomanense se instala en toda la región un medio marino muy nerítico, en el cual pueden darse zonas de transición a lacustre (niveles con *Fabanella*). Estimamos que su batimetría no fue superior a los 70 m. Aunque no tenemos pruebas definitivas creemos que tal como ocurre en zonas más septentrionales de la Península (región Cantábrica), existe un hiato sedimentario en el *Cenomanense superior*.

Al ambiente somero del Cenomanense, le sigue una sedimentación de mayor profundidad durante el Turonense, aunque siempre nerítica, pues su batimetría no sería superior a los 100 m. Al final del Turonense creemos que también puede producirse un hiato sedimentario, que abarcaría *Turonense superior—Coniaciense inferior*.

Durante el Coniaciense nuevamente se vuelve a medios de menor profundidad, facies casi costeras. Estas condiciones continúan hasta el Santoniense, en que parece iniciarse una regresión, que podría equivaler a la marcada más al S a principios del Campaniense (VIALLARD, 1968, N de Cuenca).

Rara vez hemos encontrado sedimentos posteriores al Santoniense, y cuando los hay se presentan en facies GARUMMENSE, sin que hayamos encontrado fósiles para datar estos materiales, pensamos que pueden representar un Campaniense o quizás, aunque menos probable, un nivel más alto.

VIALLARD y GRAMBAST (1969), al N de Cuenca, han puesto de manifiesto una fase de movimientos al final del Cretácico. En nuestra región estos movimientos debieron ser más atenuados y posiblemente ligeramente anteriores a los citados por los mencionados autores.

La relación del Cretácico final con los materiales Paleógenos, es difícil

de conocer de forma precisa, por no encontrar los materiales cretácicos últimos.

La escasez de afloramientos terciarios y su falta de conexión en la Hoja de Molina, no permite deducir su historia paleogeográfica en base a estos datos; pero, sin embargo, no puede diferir de la obtenida para la depresión de Calatayud—Montalbán por consideración de las discordancias y de los numerosos hallazgos de yacimientos de fósiles, especialmente vertebrados.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

Aunque la Hoja de Molina está enclavada en una región de gran tradición minera, las explotaciones más importantes son las de hierro de la Compañía Minera Sierra Menera, enclavadas en los términos de Ojos Negros y Setiles, fuera ya de nuestra zona de estudio.

Sin embargo conviene reseñar que el mineral explotado es una mezcla de óxidos e hidróxidos de hierro, ligados a los niveles calcáreos—ferruginosos del Caradoc—Ashgiliense (O_3) que hemos identificado en el área paleozoica de Aragoncillo y también unos 2 Km al SO de Pardos.

La hipótesis de un origen metasomático, expuesta por KINDELAN (1918), supone un primer paso de las dolomías y calizas a siderita y otros carbonatos ferromagnesianos como la ankerita, y posterior oxidación de éstos formando masas pulverulentas de óxidos e hidróxidos de hierro de tipo goethita. Esta hipótesis parece verosímil para las mineralizaciones ubicadas en la Sierra de Aragoncillo, ya que en ella existen todas las condiciones como son: actividad magmática próxima (Fm, Ermita y Fm. Montesorro) y variedad mineralógica importante a juzgar, al menos, por las noticias que se tienen de explotaciones de plata en Rueda de la Sierra, de baritina en Pardos y también de hierro y de cobre que constituye la prueba de una actividad endógena notable.

La hipótesis del origen por lavado de piritas, formulada por CAÑADA (1966) considera que las aguas procedentes del lavado de las pizarras superiores (GOTLANDIENSE), cargadas de ácido sulfúrico y de iones ferríferos entran en contacto con masas carbonatadas y se producen cambios de pH que condicionan la precipitación de óxidos e hidróxidos de hierro.

Esta hipótesis supone una serie de conjeturas que se han estimado dif-

cilmente conjugables, tales como serie pizarrosa potente, de pirita diseminada o en una gran masa, a partir de la cual se produzca el lavado del hierro, presencia de sulfato de calcio y magnesio (no detectable generalmente) por acción de las aguas sulfúricas sobre los carbonatos así como los productos arcillosos de acción de esas aguas sobre las pizarras que indudablemente debieran dejar vestigios. Finalmente la formación pizarrosa se comportaría como nivel impermeable para las calizas que recubre.

La tercera hipótesis (VILLENNA, 1971) supone que el aporte de hierro pudo ser sinsedimentario a la formación de los carbonatos de calcio y magnesio ya que la zona arrecifal era poco profunda, el medio reductor y existía la posibilidad de aportes continentales. De esta manera el hierro forma parte de la roca carbonatada primitiva bien como carbonato de hierro o incluso formando delgados lechos o quizás lentejones ferruginosos.

Tras la etapa sedimentaria del Caradoc—Ashgiliense, y en relación con los fenómenos orogénicos de la región, puede producirse una migración o concentración parcial del hierro existente en la masa de carbonatos, lo que contribuiría a la formación de núcleos carbonatados muy ricos en hierro.

Por último, y en una etapa ya post—orogénica, habrá una alteración de estos carbonatos y concentración los productos resultantes de los mismos (óxidos e hidróxidos de hierro), como consecuencia de la acción de las aguas exteriores que se infiltran hacia el interior, produciendo una acción análoga a la que se desarrolla en los países kársticos, como resultado de la cual se formarán los yacimientos minerales actuales. Esto nos explicaría la íntima relación que existe entre las zonas mineralizadas y las de fractura, así como la mayor concentración de los minerales en los núcleos sinclinales (región de El Pobo).

Examinando detenidamente las dos últimas hipótesis hemos de reconsiderar que en la tercera se supone un fondo reductor lo que va en contra de la formación y desarrollo de biohermos. Counselman resume las condiciones óptimas para la formación de arrecifes en:

- 1) Plataforma relativamente estable.
- 2) Aguas poco profundas (menos de 200 m).
- 3) Ausencia de contaminación por impurezas físicas o químicas.
- 4) Aguas templadas (alrededor de los 20°C).
- 5) Marejadas o resacas suaves.
- 6) Ausencia de corrientes fuertes.

Durante el período regresivo del Valentiense los mares, cerrados por la barrera arrecifal, pueden evolucionar hacia condiciones reductoras, pero en este caso, la brevedad del tiempo geológico hasta la implantación del régimen pelágico Gotlandiense, juega en contra.

La hipótesis de CAÑADA tiene a su favor la existencia de piritas singénicas en las pizarras silúricas y admitimos como posible el lavado y el aporte de las aguas sulfúricas hacia los niveles carbonatados no por percolación sino por escorrentía, desde las áreas pizarreñas hasta las zonas de carbonatos, aflorantes en una etapa erosiva postectónica. Incluso podría aceptarse en algún caso la percolación a través de fracturas de distensión. Por otra parte es, a nuestro juicio, la más probable no sólo para esta zona sino para otras muchas y explica por qué las mineralizaciones se acuñan en profundidad lo que no sucede en la del metasomatismo.

De cualquier forma hemos expuesto las tres teorías porque para la prospección de los minerales de hierro en la región presentan rasgos comunes, como pueden ser por un lado la fracturación y por otro, la existencia de un horizonte carbonatado del Caradoc—Ashgiliense.

De lo que no tenemos evidencia alguna, es de la orogenia a la que son imputables las mineralizaciones, aunque tenemos fundadas sospechas de que pueden ser tanto del ciclo herciniano como del alpino.

Desgraciadamente, apenas existen datos de las concesiones mineras que se encuentran ubicadas en el área de la Hoja 489. En el cuadro correspondiente al “Archivo Nacional de Perímetros Mineros”, que reproducimos, no se tiene noticia más que del Registro María Luisa y sus Ampliaciones ya que los otros carecen de planos de labores y están en proceso de caducidad.

En el cuadro de la página siguiente se echa en falta la Mina Estrella, ubicada al pie de Majadillas II (1.383 m) y sólo hemos podido saber de ella que se trata de una antigua explotación, denunciada como cobre, en la que se obtuvo también plata.

Las mineralizaciones visibles, de malaquita y azurita se encuentran en el nivel Estefaniense—Autuniense de cineritas, riolitas y grauwacas, muy próximas a la intersección de una gran falla de dirección NO—SE con otra casi N—S. Evidentemente la mineralización es post—hercínica, pero en conexión con las efusiones subvolcánicas ácidas de riolitas y, muy probablemente, en relación con esas fracturaciones post—paleozoicas. Su formación obedecería a un ciclo hidrotermal en que los filones suelen tener una raíz estéril en profundidad con ramificación y metalización en zonas superiores para esterilizarse finalmente en un sinfín de filoncillos en la parte más alta.

En modelos como el depósito Comstock Lode (Nevada, USA) hay paragénesis de oro, argentita, estefanita, polibasita, plata roja, piritas y calcopirita, en tanto que las zonas superiores presentan partes cementativas con covelina, calcosina, argentita y plata nativa.

Nuestro caso requeriría un estudio más minucioso, pero la aparente ausencia de otras mineralizaciones que no sean cobre y plata hace sospechar

ARCHIVO NACIONAL DE PERIMETROS MINEROS

HOJA: 489 (24-19) PROVINCIA: Guadalajara

Núm. Registro	NOMBRE REGISTRO	TERMINO MUNICIPAL	TOMO FOLIO	OBSERVACIONES
361	La Protectora El Atance		Exped.	Véase incidencias
987	La Recomendada Rillo de Gallo		Exped.	Véase incidencias
982	La Enseñada Rueda de la Sierra		Exped.	
1.013	La Quitada Torrubia		Exped.	
1.065	La Concha Rueda de la Sierra		Exped.	Véase incidencias
1.721	María Luisa Pardos		T-1 39	
1.723	Ampl. 1 María Luisa Pardos		T-1 42	
1.724	Ampl. 2 María Luisa Pardos			
2.029	San Agustín Pardos		T-3 148	

un enriquecimiento supergénico ya que ambos cumplen las condiciones exigidas de sulfuros poco solubles y solubilidad de los compuestos de oxidación. Así pues, en esta zona se encontrarían sulfuros secundarios de plata (argentita, prousita y pirargirita) con carbonatos de cobre por meteorización. De esta manera, cabe suponer que la zona de enriquecimiento ha

sido ya desmantelada y nos aproximamos a las raíces estériles, con lo que la impresión obtenida es francamente pesimista en cuanto a su futuro.

Otra cuestión mejor conocida son las mineralizaciones de María Luisa, de Pardos, son de barita y están ligadas a fracturas alpinas, al Norte del anticlinal de la Formación Armoricana que se extiende desde Cerro García (1.387 m) hacia Rueda de la Sierra y cuyo flanco septentrional aparece fallado según la dirección NO.O—SE.E. También hay barita en fracturas alpidicas al NO, en Cabeza Almena.

Finalmente, se han realizado en los últimos años prospecciones de gran interés para la minería del uranio.

Los estudios previos de la J.E.N. consistieron en una prospección superficial del Trías Inferior tanto a pie como aérea. De esta manera, se enmarcaron una serie de sectores con anomalías radiométricas superficiales, positivas, para proceder posteriormente a la realización de una campaña de sondeos para investigación y valoración, que de una manera más intensa afectaron a la zona media del sinclinal de la Dehesa de los Solanillos, de eje casi N—S, lindante con la parte occidental de la Hoja, desde Cabeza Almena hacia el Sur.

Otras áreas interesantes son: la comprendida entre el Arroyo del Hornillo y el paraje "Puerta de la Dehesa" y el nivel infrayacente al Muschelkalk en el área meridional.

Según datos de J.E.N. (Publicación núm. 142—1975), debidamente extractados, las condiciones geológicas favorables para la concentración de los minerales de uranio son:

a) *Estratigráficas*.— Consisten en que los cambios en una serie de secuencias completas o abortadas, proporcionan niveles arcillosos, subyacentes a otros detríticos groseros, en el paso de un ciclo a otro, lo que facilita el lixiviado del horizonte superior.

b) *Estructurales*.— En las que los buzamientos suaves, que rara vez superan los 20°, son muy propicias para este tipo de yacimientos.

Así sucede en el sinclinal de la Dehesa de Solanillos, de plano axial N—S, donde parecen reunirse las condiciones más convenientes, desde el punto de vista estructural, para la concentración de minerales uraníferos.

c) *Cromáticas*.— Son condiciones de gran interés las tonalidades blanquecinas, grises e incluso las tenuemente rosadas tanto de areniscas como de conglomerados, mientras que son negativas las rojas, como sucede al SE de Cobeta.

d) *Sedimentológicas*.— En las que se considera que el Triásico Inferior, formado por conglomerados y areniscas, evoluciona progresivamente hacia medios de energía atenuada, en que los sedimentos están más elaborados y

mejor seleccionados sin perder en ningún momento su carácter fluvial.

e) *Climáticas*.— Consistentes en alternancias de períodos secos y cálidos con otros de lluvias torrenciales.

f) *Paleohidrogeológicas*.— Son condiciones ligadas al proceso evolutivo de la cuenca hidrogeológica en la que pueden considerarse tres fases cronológicas: sedimentación, diagénesis—plegamiento y postorogenia.

Durante la sedimentación la percolación de las aguas se ve favorecida por las estructuras típicas de estos sedimentos fluviocontinentales y se producen los primeros aportes del mineral de uranio. En la diagénesis, los materiales más compresibles (arcillas) expulsan gran parte del agua que contienen y tiene lugar una recirculación, con una primera concentración de uranio. En el plegamiento de la cuenca se produce un basculamiento que pone en movimiento las aguas con nueva distribución de yacimientos y también grandes fracturas tanto al Norte como al Sur de la zona lo que, por sus características peculiares, da lugar a la estanqueidad de las aguas. Finalmente, en la etapa postorogénica, los procesos erosivos dejan al descubierto los materiales del Trías inferior, en los que las aguas meteóricas se infiltran y pueden lavar parte de los yacimientos.

Dentro de la Hoja, se considera interesante, como ya hemos indicado, la zona comprendida entre el Barranco del Hornillo y la Puerta de la Dehesa, al Norte de Cobeta. La serie es monoclinial, con buzamientos suaves hacia el SO, lo que le confiere características estructurales adecuadas y también lo son las estratigráficas, debido a la presencia de niveles grises y pardos, en tanto que hacia el SE predomina la coloración rojiza y, a priori, son zonas menos favorables.

El otro nivel, con posibilidades uraníferas, equivale al tramo T_{G1}^1 y al T_{G1-2} de nuestra cartografía, y sus características favorables están determinadas por la coloración que oscila entre tonos pardos y grises (descartados los rojizos) y sobre todo por la anomalía radiométrica superficial de las cercanías de Cobeta.

Una información más completa de todas las denuncias existentes en los términos municipales de la Hoja, son las que expresamos a continuación, tanto de Concesiones como de Permisos de Investigación, según datos de la Jefatura de Minas de Guadalajara.

Muchas de las denuncias, que se citan, nunca fueron demarcadas por no haber sido completada su tramitación:

Núm.	Nombre	Denuncia	Término Municipal	Paraje	Observaciones
56	La Estrella	Cobre	Pardos		CE Activa
978	La Recomendada	Hierro	Rillo de Gallo	Castillos de los Urracos	CE Activa
982	La Enseñada	Hierro	Rueda de la Sierra	La Coberterilla	CE Activa
1013	La Quitada	Hierro	Torrubia	Cerro Gordo	CE Activa
1065	Concha	Hierro	Rueda de la Sierra	La Majusta	CE Activa
1630	Susana	Barita	Pardos y Torrubia	Hoya de los Pozos	CE Caducada
1631	Pepita	Hierro	Pardos y Torrubia	Cerro de las Fuentes	CE Caducada Incl. PI 2029
1632	San Cipriano	Hierro	Molina	Campo de la Torre	CE Caducada
1636	San Ramón	Barita	Pardos y Torrubia		CE Caducada
1637	Susana	Barita	Pardos y Torrubia	Cerro de las Fuentes	CE Caducada
1638	Pepita	Barita	Pardos	Cerro de las Fuentes	CE Caducada
1639	San Ramón	Barita	Pardos y Torrubia		CE Caducada
1643	Lucero Segundo	Cobre	Pardos y Herrerfa	Mina La Estrella	CE Caducada
1644	Lucero Primero	Cobre	Paros y Herrerfa	La Estrella	CE Caducada
1646	Mini	Hierro	Pardos	Cerro de los Cabezos	CE Caducada
1647	Lucfa	Hierro	Pardos	Cerro de los Cabezos	CE Caducada
1653	Santa Rita	Hierro	Aragoncillo	La Almagrera	CE Caducada
1720	Marfa Luisa	Barita	Pardos y Torrubia	Las Escampillas	CE Caducada
1721	Marfa Luisa	Barita	Pardos	Las Escampillas	CE Activa
1722	Blanca Nieves	Barita	Pardos	Hoya de los Pozos y Cerro Gordo	CE Caducada
1723	A ^{on} 1 ^a M ^a Luisa	Barita	Pardos	Escampillas	CE Activa
1724	A ^{on} 2 ^a M ^a Luisa	Barita	Pardos		CE Activa
1729	Minerva	Cobre y otros	Molina	Campo de la Torre	CE Caducada Incl. PI 2080
1735	2 ^a Estrella	Cobre	Pardos	Cerro y Hoyo de las Minas	CE Caducada Incl. en PI 2067
1777	Pili	Barita	Anquela del Ducado	El Pinarejo y otros	CE Caducada
1779	Blanca Nieves	Barita	Pardos y Torrubia	Cerro de la Cobertura y otros	CE Caducada
1780	Pili II	Barita	Anquela del Ducado	Las Salcedas y otros	CE Caducada
1807	A ^{on} . San Ramón	Barita	Pardos y Torrubia	Cerro de la Cobertera y otros	CE Caducada
1810	A ^{on} San Ramón	Barita	Pardos, Torrubia y Rueda de la Sierra		CE Caducada
1829	La Castellana	Barita	Canales de Molina	Solana del Cerrajón y otros	CE Caducada
1832	Pura	Barita	Hueda de la Sierra	Cerradillas	CE Caducada Incl. en PI 2080

<u>Núm.</u>	<u>Nombre</u>	<u>Denuncia</u>	<u>Término Municipal</u>	<u>Paraje</u>	<u>Observaciones</u>
1883	San Antonio	Barita	Canales de Molina	Solana del Cerrajón y otros	CE Caducada Incl. en PI 2080
1847	San Juan	Barita	Aragoncillo	Calle	CE Caducada Incl. en PI 2080 y 2094
1065	M ^a Teresa	Hierro	Torremocha del Pilar Rm. 83 Cta.	Huete a Tortuera	CE Caducada
1869	San Pancracio	Cuarzo	Aragoncillo	Pinarejo y otros	CE Caducada
1887	A ^{on} .a San Juan	Barita	Aragoncillo y Establés	Majadillas	CE Caducada
1890	S ^a Bárbara	Cuarzo	Selas y Establés	Sierra Alta	CE Caducada
1891	San Isidro	Hierro	Selas y Torremocha del Pinar	Solana de la Cueva del Hombre muerto	CE Caducada Incl. en CE 1956
1893	Vicenta	Hierro	Corduente	Alto de la Carilla	CE Caducada
1903	San Idefonso	Barita	Aragoncillo y Selas	Los Pradillos	CE Caducada
1913	San Antonio	Espato de Islandia	Molina	Cerro de la Modorra y otros	CE Caducada
1938	Carmen	Hierro	Rueda de la S y Rillo de Gallo	Alto de la Cabeza Hermosa	CE Caducada
1954	El Niño	Cuarzo y Hierro	Selas y Estables	Sierra Alta	CE Caducada Coincide con CE 1890
1955	Reyes	Hierro y Cuarzo	Aragoncillo y Establés	Sierra Alta	CE Caducada
1956	Minerva	Hierro	Selas y Torremocha del Pinar	Solana de la Cueva del Hombre Muerto	CE Caducada
1957	Santa Escolástica	Hierro	Rueda de la Sierra	El Escorial	CE Caducada
2029	San Agustín	Hierro	Pardos	Majadillas II	PI Vivo
2060	M ^a . Rosario	Hierro	Molina	Cañabaron y otros	PI Vivo
2075	Virgen de Begofía	Barita	Mazarete y A. del Ducado	Cabeza Almena	PI Vivo
2080	Molina	Cobre y Plomo	Canales de Molina y Concha	Varios	PI Vivo
2094	Begofía II	Barita	Aragoncillo y Canales de Molina	Fte. de la Morriónera	PI Caducada

5.2 HIDROGEOLOGIA

Ya hemos mencionado en la Introducción, que las altitudes generalmente por encima de los 1.100 m, determinan un clima de tipo continental, con inviernos muy crudos y veranos calurosos. La pluviosidad media de la región oscila alrededor de los 500 mm, pero a ella hay que añadir la nevada que, por las características topográficas de la Hoja, puede ser importante.

La mayor parte de los cauces son temporales y, el largo estiaje impone condiciones que les confiere su carácter influente, de tal forma que sólo pueden considerarse permanentes los ríos Mesa, Arandilla y Gallo.

El núcleo paleozoico de la Unidad de Aragoncillo, señala la divisoria de aguas de las cuencas del Tajo hacia el Sur y del Ebro hacia el Norte.

El río Mesa constituye una excepción a esta regla general por lo que se refiere a su nacimiento, que tiene lugar en las proximidades de Selas, claramente en la vertiente Sur de la cordillera paleozoica y, sin embargo, es subafluente del Ebro. En su curso alto recoge los derrames de la Formación Armoricana de Sierra Alta y parte de la escorrentía subterránea del Buntsandstein y del Muschkalk, corriendo hacia el NO hasta Anquela del Ducado según el contacto con el Keuper. Sus tres principales barrancos, tributarios por la margen derecha en este curso alto son los de las Lomillas, Valdecalera y Valdecenajos, mientras que por la izquierda sólo recibe el procedente de la zona calizo-dolomítica al NE de Guijo (1.397 m), del cabalgamiento de la Unidad Central, que se une casi en Selas.

Los afloramientos de Keuper, del área noroccidental, imponen un brusco cambio de rumbo hacia el Norte para fluir ya sin otros accidentes hacia la cuenca del Ebro, recibiendo por su izquierda el Arroyo Mazarete y el de Valdeortún y por la derecha la escorrentía septentrional de Sierra Alta a través de los arroyos del Val y del Hontanar.

Toda la serie de arroyos de la Unidad Norte de la Hoja como San Juan, Cilluentes, etc., pertenecen también a la cuenca del Ebro.

Los otros dos ríos, el Arandilla y el Gallo vierten sus aguas a la cuenca del Tajo.

El Río Arandilla, de curso N-S, recoge, en sus orígenes, la escorrentía de Valdelágila (1.483 m) al N.NO del pueblo de Aragoncillo e incrementa su caudal con las aguas de la Fuente del Borbotón en las calizas del Sine-muriense cabalgadas por el Buntsandstein y muy próxima al frente en cuestión. También la Fuente del Buey, en el contacto del conglomerado basal del Bunt con el Saxonense impermeable, hace llegar sus aguas a través del Arroyo del mismo nombre. Más al Sur el Río Arandilla, recibe por su

derecha el Arroyo del Valle que drena el Dogger del extremo occidental de la Hoja y diversos contactos Retiense—Keuper. Por último recibe el Arroyo del Sargal, fuera ya del margen meridional de la Hoja, que drena diversos niveles areniscosos del Bunt.

El Río Gallo, igualmente tributario del Tajo, es el más importante de todos. Nacido en Orihuela del Tremedal, fuera de la Hoja, describe un arco en la porción suoriental de ésta para salir inmediatamente, después de regar las feraces huertas de Molina de Aragón. Recibe por la derecha los arroyos de Valdecarro, del Val de Alonso y rambla de las Cañadas y, posteriormente, el Arroyo del Sauco de Herrería que discurre con rumbo SE desde la Fuente del Sauco, según el contacto del Muschelkalk con el Keuper y, de varias formas, recoge la escorrentía de la vertiente meridional del núcleo paleozoico Aragoncillo—Rueda de la Sierra, a través de los arroyos de Horcajuelos, de la Dehesa, de los Collados, de la Hoz y de los Danzantes unido ya, al Viejo.

En cuanto a las características hidrogeológicas en relación con posibilidades de aguas subterráneas hemos de tener en cuenta los condicionantes litológicos y los estructurales.

En primer lugar el Paleozoico, anterior a la Orogenia Herciniana, está constituido por materiales generalmente impermeables y, si exceptuamos los niveles calizos del Caradoc—Ashgiliense, sus manantiales están siempre en relación con fracturas como la Fuente de San Juan y el Manantial de la Hontezuela, ubicados sobre una falla alpina de distensión, de rumbo O—E, subparalela a la del cabalgamiento del Paleozoico de Aragoncillo. También la Fuente de la Canaleja se encuentra sobre otra fractura similar y por último la Fuente de la Morrionera, en el contacto Formación Armórica—Llandeilo, está ubicada sobre otra falla de dirección NO—SE.

En el Paleozoico posthercínico se encuentran las fuentes de Peñaventosilla, de la Piedra y del Collado así como el Manantial del Ojo de la Carabilla, en el nivel Estefaniense—Autuniense de pizarras, según el contacto con cineritas y riolitas.

El Mesozoico presenta condiciones más favorables y así sucede con su primer piso del Triásico Inferior, con buena permeabilidad en sus conglomerados de base y sustrato impermeable de facies Saxoniense que dan nacimiento a las fuentes de las Cabezuelas y del Buey. Luego el Buntsandstein pierde progresivamente permeabilidad salvo ciertas estructuras sedimentarias. En estos niveles se encuentran la Fuente de la Caleruela, pero los manantiales son escasos porque el drenaje se produce a lo largo de fracturas sin puntos singulares. El suave buzamiento hacia el SO de la Unidad Central, origina una escorrentía subterránea en esa dirección y con esas características, sus posibles captaciones cerca de la

Unidad Sur podrían dar caudales semiconfinados de los niveles inferiores.

El Muschelkalk calizo—dolomítico, ofrece características aceptables para la escorrentía subterránea y puede dar mantos a presión entre los niveles infrayacentes impermeables y los del Keuper, especialmente en la Unidad Central por la constancia del buzamiento hacia el SO. En este nivel sólo hay un exutorio natural de cierta importancia, denominado Fuente del Saúco.

El Rethiense no ofrece buenas condiciones hidrogeológicas en la Unidad Sur, pues en general, sus afloramientos no tienen gran extensión y el drenaje se produce en forma difusa de hilos elementales, según su contacto con el Keuper. En cambio el Rethiense de la Unidad Central tiene mayor continuidad y, ocasionalmente se encuentran en él, puntos singulares como Fuente de los Castillejos, Fuente de Valdearquite y Fuente de Anquela, medio Km al NO.O del pueblo. Las condiciones son aceptables en la mancha, de mayor extensión, del Sur de Herrería y sobre todo en el sinclinal de Torremocha donde el Rethiense está recubierto por los diferentes niveles del Lías. En su prolongación noroccidental se encuentra la Fuente del Borbotón en una fractura del Sinemuriense.

Las calizas del Dogger tanto de la Unidad Norte como de la Unidad Sur ofrecen características de permeabilidad bastante idóneas con un sustrato impermeable de margas del Toarciense.

Por último hay que considerar como favorable la estructura del sinclinal cretácico de la Unidad Norte que se extiende desde Calvario (1.242 m) unos 8 Km en dirección E.SE. Al Oeste varios niveles del Cretáceo Superior son drenados por el Río Mesa, en tanto que en el flanco septentrional aparece sólo la fuente de Trichuela en la Facies Utrillas como único punto singular.

Como cierre de este apartado de Hidrogeología nos parece conveniente dar el cuadro resumen de los exutorios más importantes, mediante un barrido de Oeste a Este con expresión de la longitud y latitud de cada uno, su nivel estratigráfico y las observaciones pertinentes.

Denominación	Longitud	Latitud	Nivel estratigráfico	Observaciones
Fte. de la Caleruela	2° 10' 5"	40° 57' 35"	Trías Inferior	
Fte. de Valdearquite	2° 8' 42"	40° 57' 49"	Rethiense	Próximo al contacto con el Sinemuniense
Fte. de los Castillejos	2° 8' 40"	40° 58' 20"	Tethiense	Contacto con el Keuper
Fte. de Anquela I	2° 8' 12"	40° 58' 30"	Rethiense	Contacto con el Keuper
Fte. de Anquela II	2° 8' 12"	40° 58' 27"	Rethiense	Contacto con el Keuper
Fte. del Borbotón	2° 5' 30"	40° 54' 40"	Sinemuriense	
Fte. de Trichuela	2° 4' 20"	40° 59' 42"	Facies Utrillas	Casi en el contacto del Dogger
Fte. de San Juan	2° 3' 55"	40° 58' 15"	Formación Armor.	En falla O—E
Fte. del Buey	2° 3' 50"	40° 52' 58"	Conglomer. del Bunt	Contacto con el Saxoniense
Fte. de la Canaleja	2° 2' 40"	40° 57' 30"	Formación Armor.	Falla O—E
Fte. de la Hontezuela	2° 1' 58"	40° 58' 14"	Formación Armor.	Falla O—E
Fte. de la Morrionera	2° 1' 37"	40° 56' 50"	Formación Armor.	Contacto con el Llandeilo y falla NO-SE
Fte. del Saúco	2° 0' 6"	40° 55' 12"	Trías Medio	Contacto con el Trías Superior
Fte. de Peñaventosilla	1° 59' 35"	40° 56' 39"	Estefan.-Autuniense	Próximo al contacto con cineritas y riolitas
Fte. de la Piedra	1° 58' 38"	40° 56' 30"	Estefan.-Autuniense	Próximo al contacto con cineritas y riolitas
Fte. del Collado	1° 57' 45"	40° 55' 45"	Estefan.-Autuniense	Próximo al contacto con cineritas y riolitas
Fte. de Las Cabezuelas I	1° 57' 23"	40° 57' 5"	Conglom. del Bunt	Contacto con el Saxoniense
Fte. de Las Cabezuelas II	1° 57' 18"	40° 56' 55"	Conglom. del Bunt	Contacto con el Saxoniense
Mtial. del Ojo de la Carabilla	1° 55' 35"	40° 56' 15"	Estefan.-Autuniense	

6 BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1952).— “Estudios sobre el Mesozoico del borde meridional de la cuenca del Ebro. *Inst. Geol. y Min. de España. Libro Jubilar*, t. II.
- BRUIJN, H. de (1965).— “Miocene Gliridae Sciuridae and Eomyidae (Rodentia, Mammalia) from Calatayud (prov. Zaragoza, Spain) and their bearing on the biostratigraphy of the area. *Resumen Tesis Doc. Utrecht*, pp. 16, 2 figs.
- BRUIJN, H. de (1966).— “Some new Miocene Gliridae (Rodentia, Mammalia) from the Calatayud area (prov. Zaragoza, Spain), I. *Koninkl. Nederl. Akad. van Wetensch. Proc. Sr. B*, 50, n. 1, pp. 1–21, 1 lam. Amsterdam.
- CALDERON, S. (1874).— Reseña geológica de la provincia de Guadalajara.
- CALDERON, S. (1897).— “Una huella de “Cheirotherium” de Molina de Aragón. *Actas de la Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXVI, pp. 27–29.
- CALDERON, S. (1898).— “Existencia del infraliásico en España y geología fisiográfica de la Meseta de Molina de Aragón. *An. Soc. Esp. Hist. Nat.* t. XXVII, pp. 177–206, 2 figs., 1 lám., 1 mapa 1:400.000.
- CALDERON, S. (1898).— “existencia del terreno carbónico en Molina de Aragón. *Acta R. Soc. Esp. Hist. Nat.* t. XXVII, pp. 147–150.
- CALDERON, S. (1903).— “Sobre la existencia del terreno infraliásico en España”. *Bol. Com. Mapa. Geol. España*, t. XXVII (VII de la 2ª serie pp. 231–234, 2 cortes geol. Madrid. Idem en *Bull. Soc. Geol. France.*, 3ª serie, t. XXVI, pp. 864.
- CAÑADA GUERRERO, F. (1966).— “Sobre la génesis de algunos yacimientos de óxidos y carbonatos de hierro”. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. de España*. Núm. 8, pp. 91–96, 2 figs.
- CAÑADA GUERRERO, F. (1972).— “Yacimientos de mineral de hierro de Sierra Menera, edad de su formación y experiencias de laboratorio que reproducen su génesis. *Bol. Geol. y Min.* t. LXXXIII–II.
- CASTEL, C. (1878).— “Unaconífera en el Trias”. *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. VII, pp. 277.
- CASTEL, C. (1881).— “Mapa Geológico en bosquejo de la provincia de Guadalajara”. Escala 1/400.000, Top. Mapa de Coello 54,44 cm en colores. Castell. (30) *Com. Map. Geol. Esp.*, t. VIII, lám. F.
- COTTEAU, G. (1889).— “Echinides recuillis dans la province d’Aragon (Espagne) par M. Maurice Gourdon”. *Bull. Soc. Geol. France.*, 3ª serie, t. XVIII, p. 178. Paris.

- CRUSAFONT, M.; VILLALTA, J.F. y JULIVERT, M. (1954).— “Notas para la estratigrafía y paleontología de la Cuenca de Calatayud—Teruel”. *Not. y Com. del I.G.M.E.*, núm. 34, pp. 43—58. Madrid.
- CRUSAFONT, M. y VILLALTA, J.F. (1955).— “Una campaña paleontológica en la cuenca terciaria de Calatayud—Teruel”. núm. 14, pp. 218—221.
- CRUSAFONT PARIO, M. (1954—1956).— “Catálogos paleomastológicos. B. Cuenca de Calatayud—Teruel”. 2^o y 3^o *Cursillo Intern. de Paleont.* Sabadell.
- CRUSAFONT PAIRO, M. (1957).— “Características del Vindoboniense continental en la cuenca de Calatayud—Teruel”. *Cursill. y Conf. Inst. Lucas Mallada*, fasc. 3, pp. 75—76.
- CRUSAFONT PAIRO, M.; VILLALTA, J.F. y TRUYOLS, J. (1957).— “Definición estratigráfica—Paleontológica de la cuenca terciaria de Calatayud—Teruel”. *Curs. y Conf. Inst. Lucas Mallada*, fasc. 3, pp. 89—92.
- CRUSAFONT, M. et TRUYOLS, J. (1961).— “Aperçue stratigraphique et paléontologique sur le bassin de Calatayud—Teruel”. *II Reunión du Com. Neog. Med.* Sabadell—Madrid.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1964).— “Aperçue chronostratigraphique des bassin de Calatayud—Teruel”. *Cursill. y Conf. Inst. Lucas Mallada*, fasc. IX, pp. 89—92. Madrid.
- CRUSAFONT, M.; HARTENBERGER, J.L. y HEINTZ, E. (1964).— “Un nouveau gisement de Mammifères fossiles d’age Villafranchien a La Puebla de Valverde (prvince de Teruel, Espagne)”. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 258, gr. 9, pp. 2869—2871.
- FELGUEROSO COPEL, C. y COMA GUILLEN, J.E. (1963).— “Estudio hidrogeológico de una zona de la provincia de Guadalajara”. *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España.*, núm. 71, pp. 214—242.
- FERNANDEZ NAVARRO, L. (1900).— “Observaciones sobre el terreno arcaico de la provincia de Guadalajara”. *Act. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXIX.
- FREUDENTHAL, M. (1966).— “On the Mammalian fauna of the Hipparion beds in the Calatayud—Teruel basin (province Zaragoza—Spain) Parte I. The General Cricetodon and Ruscinomys (Rodentia) Konink!”. *Nederl. Akad. Van Wetensch.*, Proc. Ser. B. 69, n. 2, pp. 296—317, 5 figs., 2 láms. Amsterdam.
- GABALDON, V. y de LA PEÑA, J.A. (1973).— “Estudio petrológico del Carbonífero, Pérmico y Triásico del W de Molina de Aragón (Guadalajara)”. *Est. Geol.* v. 29, núm. 1, pp. 63—76.

- GARCIA PALACIOS, M.C.; LUCAS, J.; de LA PEÑA, J.A. y MARFIL, R. (1977).— "La cuenca Triásica de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica". *Cuad. Geo. Ibérica*, V. 4, pp. 341—353.
- GARRIDO, A. y VILLENA, J. (1977).— "El Trías Germánico en España: Paleogeografía y estudio secuencial". *Cuad. Geol. Ibérica*, V. 4, pp. 37—56.
- GOY, A. (1974).— "El Lías de la mitad Norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica". Tesis Doc. Univ. Madrid, 940 pp.
- GOY, A.; GOMEZ, J.J. y YEBENES, A. (1976).— "Ej Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades litoestratigráficas". *Est. Geol.*, t. 32, pp. 391—423.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1956).— "Memoria explicativa de la Hoja núm. 462. *Maranchón* redactada por J. Castell y S. de la Concha". Madrid.
- J.E.N. (1975).— "Investigación de minerales de uranio en el Trías de Guadalajara (Ibérica)". *Publicación núm. 141*.
- J.E.N. (1975).— "Fase previa de Investigación de las zonas de Mazarete Este o Oeste". *Publicación núm. 142*.
- J.E.N. (1975).— "Fase previa de Investigación de la zona de El Pobo de Dueñas (Guadalajara)". *Publicación núm. 144*.
- JORDANA, L. (1923).— "Breve reseña físico—geológica de la provincia de Guadalajara". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. XLIV, pp. 197—215, un mapa.
- JULIVERT, M. (195—).— "Observaciones sobre la tectónica de la Depresión de Calatayud". *Rev. Arrahona*, Sabadell.
- LOTZE, F. (1954—55).— "Stratigraphie und Tektonik des Heltiberischen Grungerbirges (Spanien)". *Beitr. Z. Geol. d. Westl. Medt. Gebiet*, n. 3, Abh. d. Ges. Wiss. z. Gittiugen, N.F. t. 14, n. 2, 17 láms., 44 figs., 2 mapas. Trad. esp. en *Publ. Extran. Geol. Esp.*, t. 8.
- LOTZE, F. (1929).— "Ubersichtskarte des Palaozoikums der keltiberischen Ketten. Escala 1:600.000". En colores. Publ. en Lotze (126). *Beitr. d. Westl. Medit*, N.F., t. 14, 2.
- MARFIL, R. y PEREZ, A. (1973).— Estudio de las series rojas pérmicas en el sector Nor—Occidental de la Cordillera Ibérica (Región de El Bosque,, Alto Tajuña)". *Est. Geol.* V. 29, núm. 1, pp. 82—98.
- MELLENDEZ, F.; VILLENA, J.; RAMIREZ DEL POZO, J; OLIVE, A.; ASSENS, J.; SANCHEZ, D. (1975).— "Síntesis del Cretácico de la zona sur de la 'Rama Castellana' de la Cordillera Ibérica". *I Simp. Cret. Ibérica.*, pp. 241—252.

- RAMOS, A; DOUBINGER, J. y ADLOFF, M.C. (1977).— “El Pérmico inferior de Rillo de Gallo (Guadalajara)”. *Act. Geol. Hisp.*, a. XI, núm. 3., pp. 65–70.
- RAMOS, A; DOUBINGER, J. y ADLOFF, M.C. (1977).— “El Pérmico y el Triásico de Molina de Aragón (Cordillera Ibérica)”. Guía excursión. I. Coloquio Estrat. y Paleogeograf. Triásico y Pérmico de España. *Cuad. Geol. Ibérica*, V. 4., pp. 589–602.
- RIBA, O; VILLENA, J. y MALDONADO, A. (1971).— “Memoria de la Hoja núm. 40, Daroca”. *Mapa Geol. E. 1:200.000, I.G.M.E.*, pp. 53.
- RIBA, O.; VILLENA, J.; I.G.M.E. (1971).— “Memoria de la Hoja núm. 39, Sigüenza”. *Mapa Geol. E. 1:200.000, I.G.M.E.*, pp. 53.
- RIOS, J.M. (1944).— “Reconocimiento geológico de una gran parte de las provincias de Cuenca y Guadalajara. 2ª Parte. Paleogeografía e historia del Sistema Ibérico según Richter y Teichmüller; extractada por J. M. Ríos”. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, V. 47, pp. 263–287.
- SACHER, L. (1966).— “Stratigraphie und Tektonik der norweslichen hesperischen Ketten bei Molina de Aragón (Spanien) Teil I: Stratigraphie (Palaeozoikum). Mit Tafel 21 seie 2 Abbildungen und 1 Tabelle”. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 124, 2 figs., pp. 151–167, 1 mapa geol.
- SANCHEZ, D. (1975).— “Síntesis del Cretácico de la zona sur de la “Rama Castellana” de la Cordillera Ibérica”. *I. Simp. Cret. Ibérica*, pp. 241–252.
- SANZ y DIAZ, J. (1950).— “Características fisiográfico–geológicas del antiguo señorío de Molina”. *Publ. R. Soc. Geográfica*, serie B, núm. 247, 46 pp. 16 figs. Madrid.
- SOPEÑA, A.; VIRGILI, C.; HERNANDO, S. y RAMOS, A. (1977).— “Pérmico continental en España”. *Cuad. Geol. Ibérica*, V. 4, pp. 11–33.
- TRICALINOS, J. (1928).— “Untersuchungen über den Bau der Keltiberischen Ketten der nordöstlichen Sapanien”. *Zeit der Deutschen Geol. Gesell.*, t. 80, Abh, 4, pp. 409–482, 3 láms.
- TORRUBIA, P.J. (1754).— “Aparato para la historia natural española”. 14 láms. de fósiles.
- VERNEUIL, PRADO y LORIERE (1851).— “Excursión geológica por los partidos de Albarracín y Molina”. *Rev. Min.*, t. III, p. 433.
- VILANOVA, J. (1873).— “Noticias sobre fósiles procedentes de Guadalajara, recibidos en el Museo de Madrid”. *Act. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. II.
- VILLALTA COMELLA, J.F. de et CRUSAFONT PAIRO, M. (1947).— “Les gissements de mammiferes du Néogene espagnol VII, Bassin de Calatayud–Teruel”. *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, n. 14. Paris.

- VILLENA, J. (1967).— “Nota cartográfica preliminar de una zona de la Cordillera Ibérica comprendida entre Monteal del Campo y parte Oeste de Molina de Aragón (provs. de Teruel y Guadalajara)”. *Act. Geol. Hisp.*, t. 2, núm. 1, pp. 7–9.
- VILLENA, J. (1971).— “Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica, comprendida entre Molina de Aragón y Monreal (provs. de Guadalajara y Teruel)”. *Tesis Doct. Univ. Granada*, 229 pp.
- VILLENA, J.; RAMIREZ DEL POZO, —.; LINARES, A. y RIBA, O. (1971).— “Características estratigráficas del Jurásico de la región de Molina de Aragón (zona comprendida entre Monreal del Campo y Zaorejas)”. *Cuad. Geol. Ibérica*, V. 2., pp. 355–374.
- VILLENA, J. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1975).— “Estratigrafía del Cretácico de la región de Molina de Aragón”. *I. Simp. Ibérica.*, pp. 169–198.
- VILLENA, J. (1976).— “Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido en tre Molina de Aragón y Monreal (provincias de Guadalajara y Teruel) (Paleozoico)”. *Bol. Geol. Min.*, t. 87, fasc. 4^o, pp. 1–26.
- VIRGILI, C.; HERNANDO, S.; RAMOS, A. y SOPEÑA, A. (1973).— “Nota previa sobre el Pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central”. *Act. Geol. Hisp.*, t. 8, núm. 3, pp. 73–80.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA