



IGME

39

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

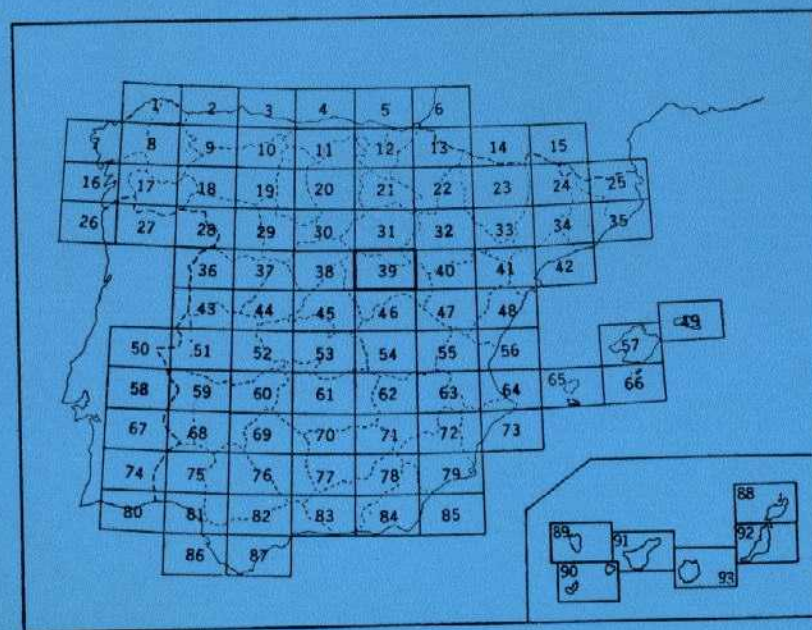
E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

SIGÜENZA

Primera edición

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



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

SIGÜENZA

Primera edición

Esta Memoria explicativa ha sido redactada por ORIOL RIVA, J. VILLENA, Instituto «Jaime Almera», C.S.I.C., y los equipos de Síntesis del IGME.

1. INTRODUCCION

La presente Hoja se sitúa en el borde oriental de la Cordillera Central, al E. de Somosierra, en la zona de entronque de la Cordillera Central y la Ibérica.

En su borde NO., afloran los materiales más antiguos correspondientes al núcleo herciniano de la región de Hiendelaencina. En el resto de la Hoja dominan los materiales mesozoicos de la rama interna de la Ibérica, quedando al NE. y SO., respectivamente, los materiales terciarios de las cuencas de Almazán y Tajo.

Para la redacción de esta Memoria se han utilizado fundamentalmente: la Memoria de la síntesis geológica de las Hojas 488 (Ablanque) y 489 (Molina de Aragón), redactada por J. VILLENA; Memoria de síntesis geológica de las Hojas 1/50.000: 433 (Atienza), 434 (Barahona), 459 (Tamajón), 462 (Maranchón), 463 (Milmarcos), 485 (Valdepeñas de la Sierra) y 487 (Ledanca), realizada por IBERGESA; Memoria de síntesis geológica correspondiente a la parte meridional de la Hoja (región de La Alcarria y Serranía de Cuenca), realizada por la Cátedra de Geodinámica Interna de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Madrid*; y por último, «Informe Geológico a los trabajos de Investigación Minera en la Reserva de Hiendelaencina». I. G. M. E.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1 PRECAMBRICO

Se incluye aquí el complejo metamórfico antiguo de gneis que aflora en la parte NO. de la Hoja, en la región de Hiendelaencina.

Estratigráficamente es el terreno más bajo y presenta el mayor grado de metamorfismo.

(*) Dicha Memoria ha sido redactada especialmente para el PNIM como parte de los trabajos del Mapa de Síntesis Geológica a escala de 1:200.000.

En su conjunto, el complejo gneísico parece derivar de una sedimentación fundamentalmente pelítica o arcillosa afectada por metamorfismo regional. Ocasionalmente se han podido observar horizontes derivados de una secuencia arenosa o silícea que constituyen cuarcitas o a veces formas gneísicas muy silíceas.

Además de aparecer formas glandulares o amigdaloides se observan algunos niveles con estructuras porfiroblásticas extraordinariamente desarrolladas, alcanzando los fenoblastos tamaños de hasta 6 y 7 cm.

Son frecuentes en estos gneises las formaciones de cuarzo de segregación, a veces considerables, y asimismo se observan diques de cuarzo.

Gneis porfiroide se localiza cerca de Bustares, Gascuña de Bornoba, La Constante, Alcordo y Congostrina.

Gneis amigdaloides se localiza en Hiendelaencina, La Bodera y Zarzuela de Jadraque.

De las observaciones de campo y del estudio al microscopio se establece que el complejo gneísico pertenece, en general, a un grado de metamorfismo del tipo «gneis de dos micas», correspondiente a un grado medio al nivel de mesozona.

Su potencia, por el momento, resulta difícil de determinar; sin embargo, no resultaría aventurado establecer un límite inferior de 1.000 m. de potencia. Al O. y NO. de Hiendelaencina se puede estimar una potencia máxima de 4.500 m.

2.2 PALEOZOICO

2.2.1 CAMBRICO

Dentro de los límites de esta Hoja, es en la región de Hiendelaencina donde los materiales cámbricos alcanzan mayor representación.

Constituye esta formación un conjunto de materiales formados por una alternancia de cuarcitas, esquistos y filitas.

Las cuarcitas son de colores variables, oscilando el tamaño de grano de medio a fino. Se presentan en bancos que raramente superan los 50 cm. de potencia, siendo los más generalizados de unos 20-30 cm. Se destaca la existencia de dos niveles de cuarcitas en bancos más gruesos que el resto. Uno de ellos alcanza una potencia mínima de 5 m., en bancos de 1 m. de espesor.

Los esquistos varían de areniscosos, de colores marrón claro y clara textura esquistosa, a esquistos de fractura brillante, verdosos, con texturas esquistosas y a veces gneísicas. La composición varía entre ferruginosos, moscovíticos y de dos micas, siendo generalmente los componentes mayores el cuarzo y la moscovita. La clorita y sericita están normalmente presentes.

Las filitas son, de los tres términos de la serie, las que presentan un menor desarrollo, estando formadas principalmente por cuarzo y sericita, y, ocasionalmente, también moscovita. Presentan textura esquistosa y, en alguna ocasión, pizarrosa.

Al igual que el complejo gneísico, esta serie queda afectada por un metamorfismo regional, pero de menor grado de intensidad. La formación se puede englobar dentro de la facies de los «esquistos verdes», que comprende los productos comunes del metamorfismo regional de grado débil, correspondiente a la epizona.

Hay que destacar que hacia el O., en el borde occidental, estos materiales sufren un cambio sustancial en su metamorfismo. Los esquistos y filitas han desaparecido, apareciendo fundamentalmente pizarras, alternando ocasionalmente con algún lecho de cuarcitas.

La potencia de esta serie varía de unos puntos a otros. La máxima la presenta en el sector más occidental, con 1.180 m. En Sierra del Alto Rey, 315 m. En Sierra de La Bodería, 710 m.

Al conjunto de estos materiales se les atribuye una edad Cámbrico-Tremadoc.

En la zona de Molina de Aragón, SE. de la Hoja, se supone la existencia del Cámbrico por debajo de los afloramientos de Sierra Manera, Aragoncillo, Torre-mocha y Ciruelos. Solamente SACHER (1966) cita en la base de las «cuarcitas armoricanas» unas pizarras y grauwackas* estériles atribuibles a la formación del Cámbrico Superior, «Capas de Ateca». Para J. VILLENA y O. RIBA no queda demostrado que no pueda tratarse de un Tremadocense, como recientemente se ha descubierto en la Sierra de la Demanda por COLCHEN.

En la esquina NE. de la Hoja aflora, en pequeña extensión, la formación del Cámbrico Superior, «Capas de Ateca», constituida por cuarcitas, areniscas y pizarras.

2.2.2 ORDOVICICO

Los materiales ordovícicos quedan representados en numerosos afloramientos en toda la zona NO. de la Rioja, y, hacia el SE., en la Sierra de Aragoncillo, Ventosa y en Santa María del Espino.

De forma general queda constituido fundamentalmente por cuarcitas y pizarras. Comienza por un tramo de 300-500 m. de cuarcitas con intercalaciones esquistosas; en el techo la cuarcita se presenta en bancos y masiva. Es una serie de transición entre el Cámbrico y el Ordovícico.

Encima hay un tramo de cuarcitas blancas y rosadas, en gruesos bancos o masivas. En general se trata de un nivel muy claro y homogéneo. La potencia de este nivel varía de unos puntos a otros. Se ha calculado que es de 110 m. en Sierra de la Bodería y 174 en Sierra del Alto Rey. Hacia el SE., Aragoncillo, El Pobo y Ciruelos, oscila entre los 150-600 m.

En estas cuarcitas se han encontrado pistas de Cruzianas y pertenecen con toda seguridad al Arenig.

El tramo superior está formado por una serie pizarrosa, de colores oscuros. Predominan las pizarras algo micáceas, encontrándose junto a éstas pizarras cuarcíticas de tonalidades más claras.

(*) El término «grauwacka» corresponde a un tipo de roca de determinados características y no puede ser utilizado como nombre generalizado de la gran familia de las «litarenitas», término que por esta razón es más correcto. No obstante, se conserva aquí la palabra en atención a los autores consultados.

J. VILLENA (1971, Ts. doct. inéd.) sintetiza la serie ordovicica de la manera siguiente, perfil de El Pobo:

4. Dolomías. En Sierra Menara y Sierra de El Pobo hay zonas mineralizadas (siderita y productos de alteración de ésta), sin estratificación clara. 100-200 m. En Ojos Negros podría pasar de 200 m.
3. Areniscas y cuarcitas. Hacia el N. desaparecen, y en Sierra Aragoncillo pueden faltar. Potencia 0-60 m. Probablemente en la parte alta las calizas pueden reemplazar a las cuarcitas. Son estériles. Estos dos tramos constituyen el ASHGILENSE-CARADOCENSE.
2. LLANDEILOENSE. Pizarras, areniscas y micrograuwackas, gris oscuro o verdosas. En la base hay pizarras detríticas con pistas y *Calymene tristani* Brongn. y Ortidos. 30-300 m.
1. ARENIGENSE. «Cuarcitas armoricanas». Cuarcitas con alguna intercalación pizarrosa o arenosa. Estas interrelaciones desaparecen hacia el sur. Contienen *Scolithus* y *Cruziana*. 150-600 m.

— Yacente oculto.

Se calcula una potencia del Ordovícico entre los 280 y 1.160 m.

En las Sierras de Aragoncillo y Torremocha, SACHER (1966) da la siguiente serie para el Ordovícico:

4. «Calizas de ASHGILL». 0-20 m. Calizas y dolomías masivas macrocristalinas. Son estériles.
3. «Alternancia del CARADOC». 30-40 m. Alternancia de areniscas en plaquetas y pizarras detríticas y pizarras arcillosas, con alguna cuarcita rojiza. Contienen *Orthis ellipsoides* en moldes mal conservados. Estos dos tramos son ASHGILLENSE-CARADOCENSE.
2. LLANDEILOENSE. «Pizarras del LLANDEILO». 34-40 m. Pizarras arcillosas, areniscas y bancos de grauwackas intercaladas; hay algunas concreciones calcáreas; con *Calymene tristani* Brongn; *Placoparia tournemirei* Rov.; *Orthis riberoi*, Sharpe; *Illaenus* sp.
1. ARENIGENSE. «Cuarcita armoricana». 250-300 m. Contienen *Cruziana*; *Scolithus*. LOTZE cita *Dinobolus* y otros braquiópodos.

SACHER no menciona la muy posible existencia del Llanvirnense, entre el Arenigense y el Llandeiloense, aunque en Albarracín ha sido demostrada por primera vez en la Ibérica por PHILLIPPOT y RIBA (C. R. Soc. Geol. Fr., 1952). En cambio, al igual como sucede en Albarracín, es muy delicada la separación del Caradocense y del Ashgillense, basándose sólo en criterios faciales. Los pasos laterales de facies son muy importantes en esta rama de la Ibérica.

2.2.3 SILURICO

De forma general, en el Silúrico se puede diferenciar una parte inferior formada por bancos de cuarcitas de tonos claros con una potencia de unos 200 m. sobre las que se superpone una potente formación de pizarras negras de grano fino, que a veces se hacen algo arenosas. La potencia de esta serie es difícil calcularla, ya que se halla muy replegada.

En la zona de Hiendelaencina comienza con unos 15 m. de cuarcitas de color marrón-grisáceo, muy compactas, formando capas de unos 40 cm. Sobre estas cuarcitas se superponen pizarras oscuras, poco silíceas y divididas en finas lajas de 1-2 mm. de espesor. Estas pizarras terminan en otras negras, puras, blandas y arcillosas que parecen las típicas pizarras graptolíticas. La potencia del tramo es superior a los 100 m.

En la parte E. de la Hoja, J. VILLENA (1971, Tes. doct. inéd.) sintetiza la serie silúrica en la Sierra de El Pobo, en los dos tramos siguientes, de arriba abajo:

- Pizarras ampelíticas, abigarradas, en la parte inferior alternando con delgados lechos de cuarcitas. Con Graptolites. 80-200 m.
- Cuarcitas y areniscas cuarcíticas, a veces brechosas en la base. Bien estratificadas. 15-50 m.

Estos dos tramos son atribuidos al VALENTIENSE. Entre el tramo inferior y las dolomías superiores ashgillenses del Ordovícico existe una discordancia débil. Potencia total del Silúrico: 95-250 m.

En las Sierras de Aragoncillo y Torremocha, SACHER (1966) sintetiza la serie silúrica de la siguiente manera:

3. LUDLOW SUP. «Cuarcitas y grauackas del Dowton». 30 m. aproximadamente. Descansan en concordancia sobre el nivel inferior.
«Alternancia de cuarcitas y pizarras». 25 m. Contienen algunos Orthocerátidos.
2. LUDLOWENSE. «Pizarras de Graptolites», continuación del nivel 1.
1. VALENTIENSE. «Pizarras de Graptolites». Pizarras ampelíticas con delgadas intercalaciones de cuarcitas, ricas en Graptolites y *Cardiola interrupta* Sow. del Ludlow Inferior. Potencia no definida. Según GREILING (in SACHER), ha determinado: *Gothograptus macilentus* (Törnqu.); *G. massa* (Holm); *G. spinosus* (Wood); *Monograptus (Pristiograptus) dubius dubius* (Suess); *M. (Pristiograptus) bohemicus* (Barr.); *M. (Pristiogr.) nilssoni* (Lapw); *M. (Colonograptus) colonus* (Barr.); *M. (Colongr.) roemerii* (Barr.); *M. (Saetograptus) fritschii fritschii* Perner; *M. (Saetogr.) fritschii linearis* Bouc.; *M. cf. uncinatus* Tullb.
- «Cuarcita Valentiense». 5-25 m.
- «Pizarras bandeadas». 10 m. Pizarras arcillosas con Graptolites indeterminados.
- «Capas de Orea». 8 m. Pizarras arcillosas conglomeráticas y grauackas.

2.2.4 CARBONIFERO Y PERMICO

Se consideran aquí los materiales que aparecen a ambos márgenes del Pantano de Palmaces, en la zona de Hiendelaencina, y en los que afloran al N. de Molina de Aragón, al SE. de la Hoja.

En el pantano de Pálmaces, la sucesión de estos materiales, desde su base hacia el techo, es la siguiente:

- Nivel arenoso de color ocre, escasamente representado. 5 m.
- Nivel de margas abigarradas, con intercalaciones de horizontes de tobas y arenas. La potencia de este nivel es de 60 m.
- Nivel de arenas rojas con intercalaciones de horizontes de areniscas y verdaderos conglomerados de tonos rojizos.

La potencia total, desde las arenas de la base de la serie hasta las arenas y conglomerados rojizos del techo es de 1.150 m. La potencia de los conglomerados y arenas supera los mil metros.

La edad precisa de todo este conjunto de materiales es difícil de determinar por falta de fósiles. Si bien se ha podido establecer una edad relativa teniendo en cuenta que es ligeramente discordante con el gneis y con toda la serie que es concordante con él. Así se puede establecer un límite inferior de edad como mucho Estefanense Superior. El límite superior de edad queda establecido porque los materiales atribuidos al Trias están completamente discordantes con él, siendo, por tanto, anterior al Trias.

Al N. de Molina de Aragón, en la Sierra del Aragoncillo, existe un importante afloramiento de terrenos carboníferos descubierto por CALDERON y estudiado por TRICALINOS (1928). En el corte de Rillo encontró troncos silicificados de *Dadoxylon* sp. SACHER (1966) vuelve a estudiar los perfiles, tanto en Sierra de Aragoncillo como en la Hoz del Gallo, y establece la siguiente serie normal:

BUNTSANDSTEIN	Techo.	Conglomerados del Buntsandstein.
		~ Discordancia suave.
ROTLIEGENDES (?)		2. Argilitas rojo-pardas; areniscas arkósicas; tuff volcánico-brecha volcánica. 0-80 m.
(Pérmico)		1. Argilitas grises y verdosas; pizarras detriticas; brechas cuarcíticas. 0-15 m.
«Capas de Montesoro»		~ Disconformidad y discordancia angular.
ESTEFANENSE SUP.		4. Calizas silíceas; sílex; argilitas silicificadas; liditas o bancos de calcedonia. 15-20 m.
(Carbonífero)		3. Argilitas alternando con argilitas silíceas; subordinadas: algunas calizas silíceas; areniscas; areniscas cuarcíticas; tuff volcánico; liditas y calcedonias. Aprox. 80 m.
«Capas de La Ermita»		2. Complejo volcánico. Tuffita; tuff volcánico. Cantos de pórfido cuarcífero. Aprox. 30 m.
		1. Areniscas basales. 6 m.
		~ Disconformidad y discordancia angular.

Potencia total: 230 m. Pérmico de 0-95 m. Carbonífero de 131-136 m.

La edad de la formación Ermita ha podido ser precisada con el hallazgo de una impresión en un tronco de *Lebachia piniformis* en el tuff volcánico; el cual, según REMY, tiene que ser no más antiguo que el Estefaniense C y no más moderno que el Rotliegendés. Se colocaría en el Estefaniense Superior.

La formación Montesoro no ha proporcionado fósiles de ninguna clase. RIBA (1959) ya mencionó la posibilidad de que la formación roja que se encuentra por debajo del Buntsandstein, en pseudoconcordancia, de la Hoz del Gallo (Ventosa), pudiera pertenecer al Pérmico, dada la fuerte disparidad de facies con el Buntsandstein típico suprayacente, al igual como VIRGILI lo hace para la separación de las dos formaciones del Permotrias pirenaico.

SACHER, sin mencionarlo, individualiza esta formación, observando las relaciones litológicas y tectónicas entre las que se encuentra comprendida y le da una edad Rotliegendés bastante dudosa.

2.2.5 ROCAS VOLCANICAS

2.2.5.1 Andesitas

Se encuentran al O. de Atienza. Son rocas con una pasta de color verde oscuro con numerosos cristales de sustancia clorítica, ortosa, hojuelas de mica negra, granates y algunos cristales de cuarzo. El aspecto general de la roca es granudo o microcristalino.

La edad de esta formación es posterior a la sedimentación de materiales silúricos, ya que a veces atraviesan las formaciones silúricas y anterior a la sedimentación del Triás, ya que en los conglomerados del Buntsandstein a veces hay cantos de andesita.

2.2.5.2 Riolitas

Hubo cierta actividad magmática durante los últimos tiempos del Paleozoico, registrada en numerosos lugares de este sector de la Ibérica. SACHER ha realizado una investigación global de todos los afloramientos efusivos. La formación Ermita contiene un tuff volcánico con brechas de pórfido cuarcífero, al igual que el de Orea y Castillo de Noquera (Sierra de Albarracín). La formación Montesoro encierra otras rocas volcánicas de tipo riolítico.

En Sierra Menera, en su extremo oriental, cerca del km. 227 de la carretera Molina-Monreal, hay un tuff volcánico verdoso y bloques volcánicos. A 1,8-2,0 km. al S. hay rocas verde-negruczas de tipo ortófiro, que atribuye al Estefaniense Superior.

2.3 MESOZOICO

2.3.1 TRIASICO

Aparece ampliamente representado en esta Hoja, siendo en la parte NO. donde es mayor su predominio. El sistema se presenta completo, en facies germánica, con su clásica separación en tres pisos, exceptuando la zona de Hiende-laencina, en que el conjunto triásico aparece agrupado al no haber sido posible

separar los distintos tramos en la cartografía, dada la escasa representación de sus afloramientos. Yace en clara discordancia angular sobre el Paleozoico Superior.

2.3.1.1 Buntsandstein

Constituye una serie detrítica característica en la que casi siempre pueden distinguirse dos unidades. Los conglomerados basales de carácter brechoide con un gran porcentaje de matriz rojiza, clasificación mala y litología variable, pero siempre con gran influencia local, para en la parte alta dar areniscas que siguen conservando el carácter grauwáquico.

Serie superior de conglomerados y areniscas con intercalaciones arcillosas en el techo, donde llegan a individualizarse, con cantos de naturaleza fundamental cuarcítica huellas de pacerura (burrows) y estructuras internas de corrientes.

La separación entre ambos conjuntos está lejos de ser una isocrona, aproximándose a grandes rasgos a una superficie transgresiva.

La potencia del Buntsandstein es muy variable, según los puntos. En general se observa una disminución de la misma conforme se sigue un desplazamiento desde la parte central de la Hoja (Zona de Alcolea) hacia el O.

En la zona de Molina de Aragón, J. VILLENA (Tes. doct. inéd.) calcula una potencia de 60-420 m. y diferencia en el Triás Inferior los tres tramos siguientes, de arriba abajo:

- C. Margas y arcillas rojas y blancas que soportan el nivel más bajo del Muschelkalk sin solución de continuidad. 10-20 m.
- B. Areniscas rojas y blancas con estratificación cruzada. En algunas zonas presentan intercalaciones de conglomerados. 50-300 m.
- A. Conglomerados silíceos, matriz arenosa roja; cantos impresionados con alguna intercalación arcillo-arenosa de 15-50 cm. Potencia, 10-100 m.

TRICALINOS (1928), en su perfil de Molina de Aragón, distingue cuatro «zonas» para el Triás Inferior y con una potencia total de 263 m.

- 4. 93 m. Areniscas superiores.
- 3. 55 m. Conglomerados superiores.
- 2. 155 m. Areniscas inferiores.
- 1. 60 m. Conglomerados inferiores.

A 28 m. de la base de las «areniscas superiores», el mencionado autor encontró: *Esquisetites arenaceus*, *Pleuromeia sternbergi*; plantas típicas del Buntsandstein.

A unos 50 m. de la base de las areniscas superiores encontró impresiones dudosas de pisadas de *Cheirotherium* (?); se hace notar que Molina de Aragón es una de las pocas localidades de la Península en que se ha podido datar el Triás Inferior.

2.3.1.2 Muschelkalk

Aparece bastante bien desarrollado, con ligera disminución en su extensión superficial y frecuentes anomalías en variaciones laterales de facies y espe-

sores, existiendo abundantes series a pesar de que accidentes tectónicos rompen frecuentemente su continuidad. Se encuentra fundamentalmente constituido por calizas dolomíticas y calizas con escasa fauna.

J. VILLENA (Test. doct. inéd.) diferencia, en la zona de Molina de Aragón, los siguientes tramos de arriba abajo:

Superior	{	C	Margas azuladas o blanquecinas alternando con bancos dolomíticos. 15-20 m.
		B ₃	Calizas y dolomías arcillosas, laminadas, azuladas o pardas, tableadas, con restos de <i>Lamelibranchios</i> en las capas más altas, <i>Myophorias</i> y <i>Limas</i> . 10-20 m.
		B ₂	Dolomías tableadas; bien estratificadas en capas de 3 a 5 cm. con <i>Fucoides</i> . 15-20 m.
Inferior	{	B ₁	Dolomías bien estratificadas en capas de 40-50 cm., hacia la base pasan a dolomías masivas, cavernosas como <i>carniolas</i> . 30-40 cm.
		A	Margas y arcillas de tonos rojos y verdes, a veces pardos en las capas más altas; alternando con lechos calizos lenticulares. 40-50 m.

La potencia en esta zona oscila de los 110 a 150 m. En la parte NO, de la Hoja los espesores son menores, oscilando entre los 10 y 50 m., siendo la zona al E. de Sigüenza donde la potencia es mayor para ir disminuyendo hacia el O.

2.3.1.3 Keuper

Aparece constituido por su facies típica de arcillas y margas abigarradas vivamente coloreadas, con yesos rojos, a veces fibrosos, jacintos de Compostela y sales. A veces en las margas aparecen intercalaciones de calizas en bancos de pequeño espesor (inferiores a 5 cm.), en ocasiones con mucho óxido de Fe. Presenta características análogas en toda esta región.

J. VILLENA (Test. doct. inéd.) da para el Keuper la siguiente serie en la zona de Molina de Aragón.

- C₂ Margas y arcillas verdes y rojas, con mucho yeso blanco y tonos claros. 60-80 m.
- C₁ Yesos rojos en cristales aciculares con bancos delgados de arcillas rojas. 15-20 m.
- B Arcillas y margas pardo-verdosas, a veces rojizas, con yesos negros. Presenta intercalaciones de lechos de calcarenitas herrumbrosas pardo-amarillentas. 10-15 m.
- A Margas y arcillas verdosas y rojas, detriticas, alternando con bancos arenosos o limosos incoherentes. 6-10 m.

La potencia es en ocasiones considerable, llegando a los 200-250 m., adelgazándose a veces por influencias tectónicas, dada su plasticidad. En esta zona

de Molina de Aragón, J. VILLENA calcula 91-125 m. Hacia el NO, en la zona de Sigüenza, alcanza los 150-200 m., disminuyendo hacia el O.

2.3.2 JURASICO

Los materiales jurásicos aparecen ampliamente representados dentro de los límites de esta Hoja. Fundamentalmente afloran materiales liásicos constituidos principalmente por calizas, dolomías y margas. Por la fauna encontrada por los diversos autores que han estudiado la región, se puede asegurar que están representados todos los pisos del Lías. La potencia de la serie liásica, excluyendo las carniolas, difícilmente sobrepasa los 100 m. El tramo inferior de carniolas alcanza en algunos puntos un espesor considerable, pudiendo llegar hasta los 200 m., aunque en algunos parajes haya quedado reducido por la erosión.

El Dogger, en extensión mucho más reducida, aflora en la zona de Ledanca y alrededores de Maranchón, Molina de Aragón y Ablanque. En Ledanca y Maranchón se han atribuido a este piso unas calizas tableadas en bancos de 15 a 20 cm. encima de unas margas fosilíferas del Lías. Su potencia se calcula en unos 30 m., siendo bastante escasos los fósiles.

Según datos de J. VILLENA, en la zona de Ablanque y Molina de Aragón se puede adoptar la siguiente sucesión normal en el Jurásico:

2.3.2.1 Jurásico Inferior

2.3.2.1.1 Retiense

J. VILLENA incluye el Retiense en el Trias Superior. Otros autores lo consideran incluido en la base del Lías. Queda constituido por los tres tramos siguientes:

Tramo superior: Carniolas.

Tramo medio: Brechas dolomíticas.

Tramo inferior: Dolomías bien estratificadas.

Al sur de Molina de Aragón el característico tramo de las carniolas presenta una distribución parecida a la del Trias, pero no se encuentra sobre los escasos afloramientos del Keuper, que se adentran en las zonas más occidentales. Las carniolas llegan a alcanzar aquí los 100 m. de espesor. En otros puntos, hacia la parte NO. de la Hoja, la potencia de este tramo calizo es grande, oscilando entre los 100 y 250 m.

2.3.2.1.2 Sinemuriense-Hettangense

B. — Micritas y dolomicritas, bien estratificadas en capas de 15 a 20 cm.; pobres en restos fósiles: hay moluscos y gasterópodos. 25-40 m.

2.3.2.1.3 *Pliensbachense*

Lo constituyen los dos tramos siguientes, de arriba abajo:

- D — Calcarenitas y areniscas detríticas, lumaquéllicas, con restos de braquiópodos y lamelibranquios y tonos ferruginosos. 5-10 m.
- C₂ — Alternancia de calizas y calizas margosas con alguna marga (8-10 m.).
- C₁ — Micritas y dolomicritas, con algunos niveles oolíticos, pobres en fósiles. En la parte superior hay intercalaciones de margas verdes con oogonios de Charas. 30-50 m.

2.3.2.1.4 *Toarciense*

Queda formado de arriba abajo:

- E₃ — Alternancia de calizas margosas y margo-calizas, pardas o verdosas, en capas de 15-50 cm. Hacia el techo hay lechos calizos (7-10 m.).
- E₂ — Calizas y margas blanquecinas en capas de 25-50 cm. 10-15 m.
- E₁ — Margas y arcillas, de tonos rojizos, a veces con nódulos de Fe, en su mitad superior. En su mitad inferior son gris verdosas, con intercalaciones de calcarenitas herrumbrosas.

2.3.2.2 *Jurásico Medio*

2.3.2.2.1 *Aalense-Bajocense*

Lo constituyen los dos tramos siguientes, de arriba abajo:

- G₂ — Alternancia de calizas y margas o margo-calizas limosas en capas de 20-40 cm.
- G₁ — Calizas de grano fino en capas de 15-20 cm. Potencia de G₁+G₂: 30 m.
- F₂ — Micritas y dolomicritas grises de 15-20 cm., y algunas calizas de grano fino pobres en restos orgánicos.
- F₁ — Calizas grises, con nódulos de sílex en capas de 10-20 cm. Hacia la base, calizas nodulosas grises. Potencia de F₂+F₁: 10-15 m.

2.3.2.2.2 *Bathoniense-Calloviense*

- H. — Calizas grises de grano fino en capas de 20-40 cm. con algún nivel de braquiópodos. A la base, niveles de calcarenitas y «oolitas». En el tramo superior las calizas tienen intercalaciones margosas. Se atribuyen al Calloviense. El tramo inferior, Bathonense, es más detrítico, presentando calizas con nódulos de sílex.

2.3.2.3 Jurásico Superior

2.3.2.3.1 Oxfordense

- I. — Margas gris-verdosas con delgadas intercalaciones de calizas con oolitos ferruginosos; intercalaciones de calizas coralíferas, con crinoides, etc. Hacia la base hay nódulos ferruginosos de 2-3 cm.; en la base hay algún lecho ferruginoso. 30-50 m.

2.3.2.3.2 Kimmeridgense-Oxfordense.

- J. — Calizas oolíticas, pisolíticas, a veces detriticas, con lentejones arenosos o conglomeráticos. 40-50 m.

2.3.3 CRETACICO

2.3.3.1 Cretácico Inferior

2.3.3.1.1 Albense

Las primeras areniscas cretácicas, débilmente discordantes o en concordancia con los terrenos anteriores sobre los que se superponen, corresponden a los niveles albenses y en algunos puntos a los wealdicos, aunque estos últimos son poco abundantes y conocidos hacia la parte sur de la región.

El dominio fundamental del Cretácico Inferior detrítico está formado por facies del tipo de Utrillas, cuyo espesor es muy variable, seguramente por causas no exclusivamente originales. La potencia de esta serie varía desde un metro escasamente, a unos 50-60 m. A esta formación se le da una edad albense, de acuerdo con todos los autores modernos.

Está constituido por bancos de areniscas arcósicas muy conglomeráticas, entre las que se intercalan areniscas blanquísimas impregnadas de caolín muy puro, areniscas rojizas, algún nivel característico de arenisca calcárea muy rojizo, oscuro, rico en hierro, con guijos subrodados de hasta 2-3 cm., alguna vez calcita muy pura, niveles de pudinguillas silíceas, granillos de cuarzo e intercalaciones arcillosas de coloridos vivos. A veces hay restos vegetales, lignitos.

Suele estar coronada esta formación, como ocurre al NO. de Torrubia y en la zona de Abánades, por un banco calcáreo detrítico rico en ostreas (*Exogyra flabellata* (?)). Probablemente se trata de la base del Cenomanense.

2.3.3.2 Cretácico Superior

2.3.3.2.1 Cenomanense

De forma general viene representado por un tramo inferior de calizas, calizas margosas, arenosas y cristalinas, y margas, pasando hacia arriba a otros niveles calizos y calizo-dolomíticos. Tanto las margas como las calizas contienen gran cantidad de fauna, especialmente equínidos, ostreidos y gasterópodos.

J. VILLENA, en los afloramientos de la zona de Abánades, sur de Loma y NO. de Torrubia, diferencia los tramos siguientes en el Cenomanense, de arriba abajo:

- Dolomías y calizas que pasan gradualmente hacia la base a niveles más margosos y detríticos de facies de transición a lacustre con *Pseudochrysalidina*, *Quinqueloculina*, *Fabanella*, sp., *Paracypris* sp., *Cythereis*, sp., *Ammobaculites subcretaceus*, *Spiroloculina*, *Orbitolina* sp., *Cuneolina*. 40-60 m.
- Margas amarillentas, calcarenitas pardo-herrumbrosas, ricas en Orbitolinas y frecuentemente bancos ricos en restos de ostreidos. Contienen *Orbitolina concava*, *Haplophragmium*, *Pseudotextulariella cretosa*. 3-15 m.

La potencia del Cenomanense es variable, oscilando alrededor de los 50-60 m., pudiendo tener en algunos puntos, como ocurre en la zona de Sigüenza, potencias mayores.

2.3.3.2.2 Turonense

Queda constituido, de forma general, por unas calizas, a veces muy cristalinas, que en fractura dan colores crema. Hacia el techo esta caliza se hace masiva, presentando aspecto cavernoso. La potencia se calcula en unos 30 m.

En la zona de Abánades, sur de Loma y NO. de Torrubia, J. VILLENA distingue para el Turonense el siguiente tramo:

- Calizas nodulosas y margas grises; hacia la base pasan gradualmente a calizas y dolomías; contienen *Pithonella sphaerica*, *Heterohelix*, *Marsonella*, *Haplophragmium*, *Neomeris*, *Quinqueloculina* y *Praeglobotruncana*. 15 m.

2.3.3.2.3 Senonense

El resto del Cretácico, en general muy diferenciado, constituye fundamentalmente un conjunto calizo dolomítico, sin que se aprecie en la parte terminal la facies yesífera del Garumnense, tan extendida en otros puntos.

J. VILLENA, en la zona de Abánades, Loma y NO. de Torrubia, atribuye al Senonense el siguiente tramo:

- Dolomías y calizas de tonos claros, a veces detríticas con intercalaciones brechosas. Hacia la base son más abundantes las calizas. Contienen *Spirocyclina cf. choffatti*; *Cuneolina cf. pavonia*; *Marsonella*; *Quinqueloculina*; *Nezzazzata*, Rudistidos y Miliólidos. 30-40 m.

Sobre este tramo se superponen calizas dolomíticas y dolomías con alguna intercalación arcillosa de 15-20 cm., conteniendo Miliólidos, Ostrácodos y Gasterópodos. 30 m. J. VILLENA atribuye este último tramo al Cretácico Superior en facies «Garumnense», haciendo la siguiente consideración:

Las capas rojas colocadas encima del Cretácico marino habían sido atribuidas sistemáticamente al Paleógeno continental. Sin embargo, VIALARD y GRAMBAST (1968) han descubierto, en Villalba de la Sierra (N. de Cuenca) y

por encima de las calizas cristalinas y brechas calcáreo-dolomíticas (en esta zona, tramo más arriba descrito como Senonense) pertenecientes al techo del Senonense y representando la regresión definitiva del mar cretácico (al Campanense (?), como VIALARD expresa en sus conclusiones) hay dos formaciones: una inferior, con 25 m. de margas blancuzcas, y 75 m. de arcillas rosadas gris-verdusco con calizas arcillosas con Charophytes que indican que la asociación encontrada pertenece netamente en su mayor parte al Cretácico Superior. La formación suprayacente, compuesta por areniscas cuarzosas, pudingas poligénicas y arcillas rojo-anaranjadas se referiría al Terciario.

En la zona de Sigüenza, al S. de Viana de Jadraque, el Senonense aparece compuesto por un primer tramo esencialmente calizo, al que se superpone concordantemente una formación detrítica de unos 35 m., seguida de calizas blancas con algún banco arenoso, calizas margosas y margas.

Toda la serie presenta aquí una estratificación gradual y da idea de una serie rítmica que empieza a estar cubierta, al final, por una potente formación de gonfolitas terciarias.

Aunque los fósiles obtenidos han sido gasterópodos inclasificables, la formación puede identificarse como la facies castellana del Santonense, esto es: caliza en su tramo inferior, más margoso en el medio y arenosa en el superior.

2.4 TERCIARIO

Una parte importante de esta Hoja queda cubierta por terrenos terciarios. Todo el ángulo SO. de la misma constituye un extenso manchón perteneciente a la depresión del Tajo. Al N. y NE. aparecen depósitos terciarios de la depresión Burgo de Osma-Almazán.

2.4.1 PALEOGENO

Los materiales paleógenos descansan concordantemente, o casi, con el Cretácico Superior. Generalmente están mal caracterizados. Alcanzan su mayor extensión al S. y SE. de la región de Hiedelaencina, en la parte alta del Henares, y zona de Jadraque. También quedan representados al S. de El Sotillo (zona de Ledanca). Al SE. de Cifuentes y en los cerros situados al N. y NE. de Maranchón.

Al S. del embalse de Pálmaces de Jadraque, el tránsito Cretácico Superior-Paleógeno tiene lugar a través de unas calizas cristalinas de grano fino que alternan con niveles de calcarenitas. Este tramo comprende, posiblemente, parte del Senonense Superior y Eoceno Inferior.

Concordantemente con las calizas cristalinas existe una alternancia de calcarenitas con otros niveles más blandos, margosos y margo-calizos que deben ser eocenos. En esta zona no se han observado las formaciones yesosas que aparecen más al S. La potencia de estos materiales es aproximadamente de 400 m.

Los materiales oligocenos, en la zona de Jadraque, atendiendo a caracteres litológicos, se dividen en dos tramos, inferior y superior, ambos concordantes entre sí y discordantes con el Mioceno.

Esta división resulta un tanto arbitraria, sobre todo a medida que nos alejamos del borde de la cuenca hacia el centro, ya que los caracteres litológicos van modificándose, y la misma diferenciación Oligoceno y Mioceno resulta en ocasiones difícil, debido al estar formados a expensas de los mismos materiales y no aparecer una discordancia neta.

a) Inferior: Compuesto por margas con potentes intercalaciones de yesos en masa, y encima calizas o series de bancos estrechos de conglomerados, areniscas, calizas y arcillas.

b) Superior: Bancos gruesos de conglomerados con cantos redondeados de cuarcitas, cuarzo y caliza con cemento calizo; alternan con bancos de areniscas o arcillas que hacia el centro de la cuenca se van cambiando a margas arenosas, margas y calizas.

Se citan en esta zona varios yacimientos fosilíferos localizados en las calizas suprayacentes a los yesos, que han sido clasificados como Sannoisenses, aun reconociendo la dificultad de las clasificaciones exactas de los moluscos dulceacuicolas y el no ser éstos apropiados para determinaciones cronológicas precisas.

La potencia de la formación señalada como oligocena excede ampliamente el millar de metros.

En la parte meridional de la Hoja, SE. de Cifuentes, los depósitos paleógenos, Eoceno-Oligoceno, están constituidos por niveles de conglomerados, de cuarcitas y calizas, con matrices arenoso-calcareas rojizas. En algunos puntos hay un tramo medio de margas y yesos.

En conjunto, el Paleógeno es aquí un tramo coherente que da buen relieve en el interior de la serranía, mientras que hacia La Alcarria, sus facies se hacen más arcillosas y llegan a confundirse con el Terciario Superior.

2.4.2 NEOGENO

Los materiales neógenos, en posición horizontal o subhorizontal, yacen discordantes sobre cualquier depósito más antiguo, incluso el Paleógeno Plegado.

2.4.2.1 Mioceno

Dentro de los depósitos terciarios, el Mioceno es el que mayor extensión presenta, tanto en el ángulo SO. como en el NE. de esta Hoja.

Las formaciones miocenas presentan muy variadas facies, como es normal en estos sedimentos lagunares, en los que la calidad de los materiales depende fundamentalmente de su situación en relación con los límites de la cubeta de depósito.

En la parte SO. de la Hoja comienza el Mioceno, en el borde de cuenca del NO. y hasta la margen derecha del Henares por una facies detrítica, formando masas de color rojo-amarillento, constituidas por conglomerados poco coherentes, de cuarcita, cuarzo y caliza, separados por gredas y arcillas de espesores variables. En la orilla izquierda del Henares domina el Mioceno de facies quimi-

ca con margas y calizas que coronan la formación y dan lugar a los extensos páramos de La Alcarria.

En Gajanejos se observa una disposición típica del Mioceno. De arriba abajo: caliza pontiense; margas blancas que van tomando color rojizo y cargándose hacia abajo de arena, pasando a arenas micáceas coloreadas, y éstas, a su vez, van cargándose de cantos de cuarcita, con algo de cuarzo y caliza, para pasar a conglomerados. Resulta una potencia total del Mioceno visible de 188 m.; 60 m. corresponden al Pontiense y 128 m. al Vindoboniense.

En la zona alcarreña de Cifuentes y probablemente en la Serranía, el Mioceno se presenta como una serie de areniscas, margas calcáreas y margas de edad Vindoboniense-Burdigaliense, coronada en ambas partes por la formación de las calizas de los páramos. Hacia el O., es decir, hacia el centro de la cuenca, las facies se hacen más finas, existiendo niveles de sillex cerca de Brihuega.

El Mioceno de la parte NE. de la Hoja está constituido, en su parte inferior, por conglomerados, arenas, arcillas margosas y margas yesíferas, predominando hacia el E., las facies de tipo clástico.

Los conglomerados han sido considerados por algunos autores como oligocenos. J. CASTELLS y S. DE LA CONCHA (1958) los atribuyen al Mioceno, considerando, en primer lugar, una razón de orden tectónico: su casi absoluta horizontalidad. Otra razón es el hecho de que corresponden a iguales niveles que otros claramente atribuibles al Sarmatiense o Tortoniense, por cambio lateral de facies. Esto resulta visible marchando de S. a N. desde el valle del Jalón hacia Aguaviva y Almuez. Puede apreciarse cómo los conglomerados van evolucionando, para cambiar a tramos arcillosos con arenas gruesas y luego a arcillas margosas y margas yesíferas.

La parte más alta de esta formación está coronada por la caliza de los páramos Pontiense.

2.5 CUATERNARIO

2.5.1 VILLAFRANQUIENSE

En este sector de la Ibérica existen importantes formaciones de gravas y brechas calcáreas y silíceas, según los casos, a veces de bastante potencia que revisten algunas superficies de erosión (glacis, pediments) o de colmatación de cubetas sedimentarias más antiguas. Por su disposición y colorido rojizo, se podrían referir a las rañas de la meseta paleozoica española. Se trata especialmente de esas graveras que revisten de un modo discontinuo la superficie que en suave declive desciende por el NE. de Molina hacia la Depresión de Gallocanta; esas graveras que revisten extensas superficies de la zona de El Pedregal, etc. Se trata también de las graveras que revisten de modo continuo el fondo del valle del Jiloca, entre Caudé y Calamocha (ver Memorias de las Hojas vecinas números 40 y 47 «Daroca» y «Teruel»). Estos mantos de fanglomerados, relacionados con la superficie de erosión, no están deformados y además fosilizan los accidentes tectónicos más recientes. En Caudé (Teruel), se puede observar cómo descansan sobre el Pontiense y no están en relación alguna con los niveles de las terrazas del Guadalaviar. Por otro lado, el descubrimiento de un yacimiento de vertebrados fósiles en un manto

de gravas de iguales características litológicas y morfológicas en La Puebla de Valverde, de edad Villafranquiense (CRUSAFONT, HARTENBERGER y HEINZ, 1934), induce a atribuir igual edad a las formaciones de la zona de Molina que acabamos de mencionar.

Ahora bien, en algunos lugares de la Hoja vecina (número 40, «Daroca»), las relaciones estratigráficas o las referencias y observaciones que se tienen son menos claras y se ha preferido atribuir, sin precisar más, algunas formaciones detríticas a un plio-cuaternario antiguo. Téngase presente que hasta ahora el Plioceno continental aún está por demostrar en una gran parte de nuestro país. Otros autores atribuyen los glaciais al Plioceno.

2.5.2 CUATERNARIO MODERNO

Está constituido fundamentalmente por terrazas fluviales, depósitos aluviales, eluviales y travertínicos.

Las terrazas ocupan una extensión relativamente importante y alcanzan anchuras de centenares de metros en el río Henares y en sus afluentes. En la desembocadura del Bornova y del Sorbe con el Henares se señala una serie de terrazas cuyo escalonamiento continúa con las planicies atribuidas al Villafranquiense y que dan idea de una red fluvial antigua.

En la depresión de Cifuentes, las terrazas y los depósitos travertínicos están bien desarrollados, pero no en la Serranía, donde los depósitos cuaternarios se limitan a esporádicos y poco extensos rellenos de valles. Los coluviones son muy abundantes, pero sin estudiar hasta la fecha.

En las zonas vecinas a Sierra Menera existen paleolagunas, rellenas de materiales arcillosas y revestidas por mantos de gravas. La edad de las arcillas se desconoce.

3. TECTONICA

Dentro del marco de esta Hoja se pueden distinguir las unidades estructurales siguientes:

- Macizo pre y paleozoico de Hiendelaencina. Situado al E. de Somosierra, donde el zócalo herciniano desaparece debajo de la cobertera de materiales mesozoicos —triásicos, jurásicos y cretácicos— del borde de la meseta, los cuales aparecen en las Sierras de Ayllón y de La Pela, y siguen por los Altos de Barahona y Sierra Ministra, hasta constituir un robusto pedúnculo montañoso que enlaza la Cordillera Central con la Ibérica, y al que SCHWENZNER denomina Bloque Hespérico.
- Rama Castellana o Interna de la Ibérica. Dentro de ésta se puede distinguir la estructura de los macizos hercinianos: Sierras de Menera (parte occidental), Aragoncillo y Torremocha, y la estructura del Mesozoico.
- Terciario del N. de la depresión del Tajo; zona S. y SE. de la depresión de Almazán.

La región de Híndelaencina, aunque cerca de la unión de la Cordillera Central con las Cadenas Celtibéricas, se debe considerar como borde oriental de la Cordillera Central, perteneciendo a la misma y participando fundamentalmente de las características estructurales de todo el conjunto, con las particularidades intrínsecas a esta zona.

En esta área se desconoce la presencia de rocas graníticas, en tanto que afloran gneis y materiales de edad paleozoica. La presencia aquí del gneis podría explicarse como efecto de la tectónica de bloques que ha afectado a la región durante la orogenia alpina.

La estructura principal, a la que se amoldan todos los terrenos de edad posterior, es el gran anticlinal gneísico que se extiende en la parte central de esta zona. Este anticlinorio queda separado en dos partes por una protuberancia paleozoica; en realidad esto constituye una estructura sinclinal paleozoica (sinclinal de Robledo de Corpes), cuyo flanco oriental está en contacto anormal con los gneises por medio de una gran fractura que corre a lo largo del río Cañamares.

Las fracturas son numerosas. El Paleozoico, en su parte oriental, acusa marcado sistema de fracturas de dirección E.-NE. Hacia el N. y NE. las fracturas se orientan NE.-N. En las proximidades del contacto del estrato cristalino con el Mesozoico se dan fracturas aproximadamente paralelas a este contacto, que probablemente son satélites del hundimiento que se supone presenta el basamento bajo la pretérita costa mesozoica.

En la parte más oriental de esta zona las estructuras y fallas se encuentran con orientaciones completamente distintas a las encontradas hacia el O., existiendo una zona de transición, en donde se ven las estructuras cambiar completamente de dirección, debido, quizás, a que sobre esta zona se han dejado sentir simultáneamente los esfuerzos distintamente orientados que dieron lugar, por un lado, a la Cordillera Ibérica, y por otro, a la configuración actual de la parte oriental de la Cordillera Central.

Es un hecho comprobado por todos los autores que han tratado de la Cordillera Ibérica la superposición de dos pisos estructurales: el piso herciniano y el alpídico, separados ambos por la discordancia pre-triásica. En los macizos paleozoicos las estructuras adquiridas por una y otra orogénesis son difíciles de diferenciar y ello ha dado lugar a confusión de estilos tectónicos. En las áreas ocupadas por terrenos mesozoicos la estructura alpídica de la cobertura a menudo interfiere con las propias del basamento paleozoico, especialmente las cortantes, que, a menudo, vuelven a jugar.

Los afloramientos paleozoicos corresponden a la Sierra Menera, Sierras de Aragoncillo y Torremocha al N. y S. de Molina de Aragón. Un cuarto afloramiento lo constituye el ojal fallado de Santa María del Espino. Como tegumento discordante al Paleozoico plegado hay, en los afloramientos de Torremocha y Aragoncillo, la serie carbonífera (Stephaniense C) de la formación Ermita, y la pérmica (probablemente Rotliegendés) de la formación Montesoro. El ángulo de discordancia entre el Paleozoico Inferior y el Carbonífero es de unos 60°, mientras que el intermedio entre el Carbonífero y el Pérmico es del orden de 10-15°, y la existente entre el Pérmico y Buntsandstein es de sólo unos 10°.

Según LOTZE, la estructura herciniana de las Cadenas Celtibéricas posee un estilo sajónico o de plegamiento y fractura. En general, en este sector los

ejes de plegamiento son de componente NO.-SE. Concretamente en Sierra de Aragoncillo, oscila entre N. 5°-O. a N. 47°-O. Direcciones que interfieren bastante con la del plegamiento alpidico ONO.-ESE. El ángulo de divergencia es notable, cosa que influirá considerablemente en el desarrollo de la estructura alpidica.

Según LOTZE, está demostrada la existencia de una importante divisoria de vergencias herciniana (Scheltelung) que, ligeramente incurvada, va de Ateca a Albarracín, pasando por Sierra Menera (LOTZE, 1929). Por lo tanto, los afloramientos de Molina ya deberían poseer vergencia al O., o tener, como éste es el caso, una estructura de plegamientos verticales con una tendencia al O., aunque en los perfiles publicados ésta es algo discutible debido a la inclinación suave del Buntsandstein hacia el SO.

El mencionado autor hace notar el hundimiento hacia el SE. o buzamiento axial de los ejes de plegamiento. También hace notar que, al igual que en Albarracín, en las partes orientales de los macizos paleozoicos afloran terrenos más antiguos que en las occidentales. De esto se deduce un hundimiento general de las formaciones hacia el SO.

La estructura del piso tectónico superior o alpidico queda comprendida entre el Stephanense y la parte alta de la serie paleógena. El zócalo herciniano que lo soporta no ha reaccionado de modo homogéneo en el momento de producirse los esfuerzos de deformación en el Mesozoico y Terciario: éste, como material inerte, se ha fraccionado en compartimentos, algunos a lo largo de viejas líneas estructurales; otros según nuevas direcciones, según fallas de desgarre y cobijaduras. Estos bloques, al moverse nuevamente, han afectado intensamente a la cobertura sedimentaria o piso tectónico superior.

El revestimiento, por su lado no constituye un nivel estructural homogéneo. Se puede distinguir un tegumento que tectónicamente es una formación sedimentaria discordante y adherida al zócalo, sin posibilidad de ser arrancado por los esfuerzos tectónicos; así tenemos el Carbonífero o el Buntsandstein discordantes que casi siempre recubren y flanquean los macizos paleozoicos. Encima está bien desarrollado un nivel plástico, o varios, constituido por los niveles arcillosos del Triás Medio y Superior (facies Röt; Muschelkalk Medio y, sobre todo, el Keuper) que constituyen niveles plásticos de despegue y deslizamiento del revestimiento suprayacente, constituido por el Jurásico, Cretáceo y Paleógeno, en los que la heterogeneidad litológica y su mayor competencia hacen de ellos una unidad que se ha plegado con independencia del zócalo, dando estructuras de cobertera caracterizadas por una importante disarmonía entre zócalo y cobertera.

Los pliegues de fondo pueden originar una tectónica de deslizamiento y plegamiento por gravedad, o bien fallas de desgarre que afectan al zócalo, transmiten su efecto a la cobertera replegándola o rompiéndola, según direcciones oblicuas.

TRICALINOS (1928) ya señaló la existencia de grandes ejes estructurales, orientados NO. a SE. El eje que él llamó del Tremdal, sigue el rosario de afloramientos del zócalo que empieza al SE. de Albarracín y sigue por las Sierras Carbonera, Tremedal, Nevero y Sierra de Torremocha-Santa María del Espino. Otro eje paralelo es el de Aragoncillo, que se inicia en Sierra Menera y sigue por Sierra de Aragoncillo hacia la zona de Maranchón. Dichos ejes se caracte-

rizar por estar formados por anticlinales de fondo en los que la erosión actual ha desmantelado parcialmente la cobertera y ha puesto de manifiesta el núcleo paleozoico.

El eje de Torremocha se desdobra en dirección ONO. en dos ejes. El más meridional está desmantelado, apareciendo el Ordovícico en Santa María del Espino y limitado por el NE. por una falla cabalgante paralela a los demás ejes. Este anticlinal se prolonga hacia Alcolea del Pinar. El cabalgamiento de Torremocha se extingue en las cercanías de Anguita.

La zona situada al SO. del eje de Torremocha y de Santa María del Espino constituye la zona de parameras calcáreas de Saelices, formadas por el Jurásico y Cretácico. Se presentan pliegues de direcciones cruzadas con respecto a la normal de la Ibérica, que evidencian una compartimentación tectónica que define dominios estructurales diferentes.

En la zona de Canales de Ducado-Cifuentes se produce la interferencia de las direcciones N.-S. de la Sierra de Altamira con la NO.-SE. de la Serranía de Cuenca. En conjunto, la región debe interpretarse como una zona de reajuste marginal de la Cordillera Ibérica, en la cual se producen interferencias con la depresión de Priego-Cifuentes.

Según VILLENA, J., la fase de plegamiento pre-albense originaría ejes de plegamiento orientados N.-S. Las fases de plegamiento intraterciarias producirían ejes NO.-SE. con empujes hacia el noreste.

Tanto al NE. de la Hoja, en el Terciario de la depresión de Almazán, como al SO. depresión del Tajo, la característica más acusada es la horizontalidad de los materiales Miocenos, así como la neta discordancia angular que les separa del Paleógeno. Las capas de este último sistema se encuentran fuertemente inclinadas hacia el SE. (terciario del SO. de la Hoja). Al N. de Jadraque predominan las direcciones al NE. con cambios frecuentes del sentido del buzamiento de los estratos, resultado de los pliegues en acordeón de los yesos.

El plegamiento debió ser en parte contemporáneo con la deposición, dado que se reconocen algunas discordancias progresivas dentro de la formación paleógena.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Los terrenos más antiguos que aparecen en esta Hoja corresponden al complejo gneísico de grado medio de metamorfismo que aflora en la región de Hien-delaencina. Se trata fundamentalmente de un paragneis que deriva de una secuencia pelítica o arcillosa depositada lejos de la costa. Ocasionalmente se observan en el gneis intercalaciones de horizontes más areniscosos que indican un depósito de mayor proximidad a la costa. Todo parece indicar que durante el Precámbrico, el mar inundó toda la zona y que en algunos momentos hubo retirada de las aguas, depositándose los horizontes más arenosos.

A continuación del complejo gneísico aparece la serie de cuarcitas, esquistos y filitas. La secuencia con que se presentan estos terrenos indica un período de relativa intranquilidad con continuados movimientos de las costas, dando lugar a depósitos alternativos de proximidad y lejanía de costas. Este tipo de

ritmicidad en los depósitos es muy similar a la de un flysch. Así pues, durante el Cámbrico, parece ser que el mar avanzó y se retiró repetidas veces en contraposición al Precámbrico, en que gozó de prolongadas etapas de tranquilidad.

En esta zona de Ordovícico comienza con una transgresión, siendo la sedimentación de sedimentos de facies litoral. Los sedimentos quedan representados por el tramo de cuarcitas blancas del Arenig. A continuación hay una gran expansión de la cuenca marina, y con esta tendencia finalizan los movimientos del mar en esta área. Correspondientes a esta etapa transgresiva se tienen los depósitos arcillosos que han dado lugar a las pizarras que actualmente se observan.

Durante las formaciones atribuidas al Paleozoico Inferior en esta región, reinaba una condición geosinclinal, pero por la gran orogenia varisca se produjo una variación de la geotectónica. Esta área quedó consolidada en su mayor parte. Después se establece una nueva cuenca, la cual no formaba parte de un gran geosinclinal, sino que era, más bien, una cuenca interior con otras condiciones de sedimentación y otra tectónica.

En la región de Molina, durante el Ordovícico, tiene lugar una sedimentación marina, que se inicia transgresivamente con los conglomerados y cuarcitas armoricanas, constituyendo un ciclo, transgresión, seguido por regresión en el paso al Silúrico.

En el Silúrico se inicia un nuevo ciclo con el depósito de formaciones detríticas, seguido por el de pizarras ampelíticas y terminando con una potente serie lutítico-arenosa.

El Devónico y Carbonífero Inferior y Medio marcan una laguna sedimentaria o erosiva.

Los movimientos orogénicos, fase principal herciniana, pliegan la serie del Paleozoico Inferior antes del Estefaniense C; plegamiento pre-Westfaliense B (fase palentina y/o astúrica). En la región de Híndelaencina, el hecho de no aparecer terrenos paleozoicos de edad superior al Silúrico hace difícil precisar cuándo se plegó éste. Pero si se tiene en cuenta que en toda el área peninsular el Paleozoico se plegó entre el Carbonífero Inferior y el Estefaniense, es lógico suponer que el Silúrico participó activamente de la orogenia varisca.

La fase posterior al Carbonífero Superior y pretriásica, probablemente saálica, con una orogenia muy débil, produjo el plegamiento de los terrenos infratriásicos que aparecen en el pantano de Pálmaces, discordantes sobre el Paleozoico y apoyándose sobre ellos discordantemente las areniscas del Buntsandstein.

En Molina, sobre el Estefaniense C, discordante, siguen, tras suave discordancia post-estefaniense, fase urálica o saálica, sedimentos rojos de edad pérmica, no probada paleontológicamente: Rotliegendes. Suave discordancia: fase palatinica. Período de intensa denudación de los macizos hercinianos y formación de la penillanura pretriásica.

Se inicia la sedimentación mesozoica con el depósito de conglomerados y areniscas rojas fluviales costeras, con lo que se prepara la transgresión epicontinental del Muschelkalk (con una pulsación regresiva en el Muschelkalk Medio). El mar invade la cuenca anterior y permite la sedimentación de espesores,

generalmente poco considerables, de calizas sobre los depósitos continentales del Trias Inferior.

Durante el Keuper, el área de sedimentación se hace más amplia y se depositan materiales de facies lagunar, formados por margas abigarradas, ricas en yeso y sal.

En el Rhetiense se inicia el ciclo sedimentario del Jurásico Inferior y Medio. Transgresión marina, procedente del SE. que invade el surco ibérico hacia el NO.; mar epicontinental. Facies neríticas calcáreas, dolomíticas en la base, y que se hacen lutíticas en el Toarciense.

Durante el Dogger se producen interrupciones en la sedimentación, ocupando sus depósitos menor extensión y quedando reducidos a las zonas más profundas de la cuenca sedimentaria.

Durante el Malm siguen estas oscilaciones alrededor de una línea de costa cada vez más alejada de la Meseta, lo que explica la ausencia de los pisos superiores del Jurásico en esta Hoja. Estas suaves oscilaciones de la línea de costa se deben a los plegamientos kimméricos.

Queda marcada una extensa laguna sedimentaria que alcanza hasta la base del Albense. Se registran movimientos suaves de plegamiento y erosión de fases pre-albense (neo-cimbrica y austriaca). La transgresión marina del Barremense y Aptense no alcanza la región.

Durante el Albense se deposita la formación Utrillas, de facies fluvial costero y deltaico, que precede en todas partes a la transgresión marina del Cenomanense. Tiende a fosilizar el suave plegamiento y fenómenos epirogénicos desarrollados durante el Cretácico Inferior.

En el Cretácico Superior tiene lugar una transgresión marina que invade prácticamente todo el ámbito sedimentario de la Ibérica, con depósitos de calizas dolomíticas, calizas nodulosas y margas; calizas y dolomías, que forman una serie marina desde el Cenomanense al Senonense inclusive. Es probable se inicie la regresión a partir del Campanense; pasándose a una facies continental rojo-detritica que se prolonga sin interrupción con los depósitos paleógenos.

Tras la regresión cretácica se produce una sedimentación continental, de tipo lagunar, con una facies yesífera en el Oligoceno Inferior (o Eoceno Superior) y otra detritica en el Superior. La desecación de las cuencas lacustres da lugar a los grandes depósitos de yesos del Oligoceno Inferior. Grandes aportes de aguas continentales originan la deposición de los materiales detríticos del Oligoceno Superior, con las variaciones rítmicas que señalan las alternancias de conglomerados y areniscas o arcillas.

Los aportes detríticos son indicadores de un cada vez más intenso levantamiento del área madre antes del plegamiento. Sincrónico con esta elevación es el hundimiento de los antiguos macizos marginales (Castellano y Ebro).

Los aportes terrígenos son correlativos de las primeras fases de la orogenia alpina (fases pirenaicas pre-estampienses). La discordancia de Cetina, atestigua una fase post-estampiense y pre-aquitaniense (sálica o helvética), la cual representa aquí la fase principal. La disposición de los materiales continentales aquitano-burdigalienses, depositados en las depresiones interiores (Calatayud, Almazán, Teruel), atestiguan el establecimiento de una fase intraburdigaliense o vindobonense.

Tras un momento de máximo relieve se empiezan a igualar las diferencias de nivel; las depresiones se van rellenando de depósitos miocenos; la sedimentación detrítica va cediendo a las de separación química, y las calizas pontienses de agua dulce van avanzando hasta cubrir por completo toda la zona. Durante el Ponticense, la cuenca de sedimentación rodea prácticamente el macizo del Guadarrama, y se extiende sin interrupciones, más locales, entre las actuales cuencas del Tajo y Duero.

En las fases neo-alpinas se repite, aunque atenuándose cada vez más, el mecanismo de renovación de los movimientos epirogénicos, en régimen lacustre; el allanamiento mioceno, subsiguiente a la fase rodánica, prepara la deposición de los nuevos materiales detríticos, que se han atribuido al Villafranchiense.

A finales del Villafranchiense debió iniciarse la instalación de la red fluvial cuaternaria, al tiempo que se producía, en la región correspondiente a la depresión tectónica del Tajo, una basculación hacia el SO.

5. BIBLIOGRAFIA

- ALASTRUE, E. (1953).—«Bibliografía geológica de la provincia de Zaragoza». *Rev. Ac. Cienc. de Zaragoza*, t. 8, fasc. 1, 2.º serie, pp. 59-83, 1 mapa.
- ALIA MEDINA, M. (1942).—«Excursión geológica a Guadalajara, Soria y Logroño». *Bol. R. S. E. H. N.* n.º 40.
- ALIA MEDINA, M. et al (1970).—«Memoria parte meridional de la hoja n.º 39, Sigüenza, del Mapa de Síntesis Geológica a escala de 1:200.000». *PNIM*.
- CALDERON, S. (1898).—«Existencia de infraliásico en España y geología fisiográfica de la Meseta de Molina de Aragón». *Anales R. Soc. Esp. Hist.*, t. 27, pp. 177-206, 2 figs., 1 mapa 1:400.000, Madrid.
- (1898).—«Existencia del terreno carbonífero en Molina de Aragón». *An. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 27.
- (1935).—«Reseña geológica de la provincia de Guadalajara». Madrid.
- CASTEL, C. (1881).—«Descripción geológica de la provincia de Guadalajara». *Bol. Com. Map. Geol. Esp.*, t. 8, pp. 157-264, 17 figs., 1 mapa, Madrid.
- CASTELL, J., y S. DE LA REVILLA (1955).—«Un yacimiento fosilífero del Lías de Maranchón (Guadalajara)». *Not. y Com. I. G. M. E.*, n.º 40.
- CASTEL, J., y DE LA CONCHA, S. (1956).—«Memoria explicativa de la Hoja n.º 462 (Maranchón)». *Inst. Geol. Min. Esp.*, 1 vol., 1 mapa, Madrid.
- CONCHA DE LA, S. (1962).—«Nuevos yacimientos fosilíferos del Oligoceno lacustre de la provincia de Guadalajara». *Not. y Com. I. G. M. E.*, n.º 67.
- CORTAZAR, D. (1885).—«Bosquejo geológico y minero de la prov. de Teruel». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. 12, pp. 263-607, 43 figs., 1 mapa.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1960).—«El Mioceno de las cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica». *Not. y Com. I. G. M. E.*
- CRUSAFONT, M.; HARTENBERGER, J. L., et HEINTZ, E. (1964).—«Un nouveau gisement de Mammifères d'âge villafranchien à la Puebla de Valverde (Teruel)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 258, pp. 2869-2871.

- DEREIMS, A. (1898).—«Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragon». *Ann. Hébert*, t. 2, VII-199 p., 46 figs., 2 mapas, Lille.
- HAHNE, C.; RICHTER, G., und SCHROEDER, E. (1930).—«Zur Tektonik der Keltiberischen Ketten». *Abh. de Ges. Wiss. z. Göttingen*. Berlin.
- HAHNE, C. (1930).—«Stratigraphische und Tektonische Untersuchungen in den Provinzen Teruel, Castellon und Tarragona (Spanien)». *Zeits. Deutsch. Geol. Ges.*, t. 82, p. 79, Barlin.
- (1943).—«Investigaciones estratigráficas y tectónicas en las provincias de Teruel, Castellón y Tarragona». *Tes. Dral. Göttingen. Publ. Alem. Geol. Esp.*, t. 2.
- HARTLEB, J. (1968).—«Über Vererzungen in den Keltiberischen Ketten». *Der Aufschluss*. Heft 12, pp. 313-315, 3 figs.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1965).—«La formación de la raña al S. de Somosierra Occidental». *Bol. de la R. S. E. H. N.*, n.º 63.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1942).—«Isleos de Aragón y otros referidos». *Mem. del I. G. M. E.*, t. 45.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, S.—«El Sistema Silúrico». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 2, 842 p.
- HERRANZ ARAUJO, P. (1968).—«Nota preliminar sobre el estudio geológico del norte de Sierra Menera (Cordillera Bética)». *Act. Geol. Hisp.*, a. 3, pp. 49-53, 2 figs.
- HINKELBEIN, K. (1969).—«El Triásico y el Jurásico de los alrededores de Albaracín». *Rev. «Teruel»*, CSIC. Inst. Est. Turolenses, n.º 49, pp. 35-75, 22 figs., 5 láms., 1 mapa, Teruel.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1923).—«Mapa geológico de España. Escala 1:400.000». Hoja n.º 29. Madrid.
- JOLY, H. (1922).—«Note préliminaire sur l'allure générale et l'âge des plissements de la chaîne Ibérique (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 175, n.º 21, pp. 976-978.
- JORDANA SOLER Y MESEGUER PARDO, J. (1949).—«Memoria explicativa de la Hoja n.º 488 (Ablanque)». 1 vol., 1 mapa. Madrid.
- KINDELAN, V., y RANZ, M. (1918).—«Criaderos de hierro de Guadalajara y Teruel». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 3, 230 p., 24+7 fotos, 7 láms.
- LAVIÑA BERANGER, E. (1946).—«La Compañía Minera de Sierra Menera». *Minería y Metalurg.*, 2.º época., n.º 63, pp. 50-54.
- LOTZE, F. (1929).—«Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)». *Beitr. z. Geol. d. Westmediterr. Gebiet.*, n.º 3. Abh. Ges. Wiss. z. Göttingen, Math-Phys. Kl. N. F., t. 14, n.º 2, Berlin.
- (1954-1955).—«Estratigrafía y tectónica de las Cadenas paleozoicas celtibéricas». *Publ. Extranj. Geol. Esp.*, n.º 8, pp. 1-315, 1 mapa 1:600.000.
- (1956).—«Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assynischen Faltung». *Geotekt. Symp. zu Ehren von H. Stille*. pp. 128-139, Stuttgart.
- (1956).—«Das Prakambrium Spaniens». *Neues Jhb. Geol. Paläontol. Mnh.*, t. 8, pp. 373-380. Stuttgart.
- (1960).—«El Precámbrico en España». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, n.º 60, pp. 227-240.

- (1961).—«Das Kambrium Spaniens». Teil I: Stratigraphie. Abh. der Math. Naturwiss. Kl. Jahrg. 1961, n.º 6, 594 p., 23 figs. Akad. Wiss. u. Lit. 12 tabl. Wiesbaden.
- «Sobre la estratigrafía del Cámbrico español». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, n.º 61, pp. 131-164, 1 tabla.
- MENENDEZ PUGET, L. (1929).—«Sobre los Graptolites de Sierra Menera». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 28, p. 307.
- NARANJO, E.—«Estudios geológico-mineros del distrito de Guadalajara». *Bol. del I. G. M. E.*, t. XXIX.
- RIBA, O. (1949).—«Bibliografía geológica y fisiográfica de la provincia de Teruel». *Rev. «Teruel»*, CSIC, t. I, n.º 2, Teruel.
- (1959).—«Estudio geológico de la Sierra de Albarracín». *Mongr. Inst. «Lucas Mallada»*, n.º 16, CSIC, 283 p., 37 figs., 28 fotos, 1 mapa geol.
- RIBA, O., y RIOS, J. M. (1960-1962).—«Observations sur la structure du secteur sud-ouest de la Chaîne Ibérique (Espagne)». *Livre à la Mem. P. Fallot; Mem. Soc. Geol. Fr.*, t. 1, pp. 275-290, 8 figs., París.
- RICHTER, G. und TEICHMÜLLER, R. (1933).—«Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten». *Beitr. z. Geol. d. Westf. Mediterraengebiet*, Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math-Phys. Kl. 3 Folge, H. 7, 118 p. 56 figs., 3 tablas, 2 map. 1:900.000, 1:100.000 y 1:200.000. Berlin.
- RICHTER, G. und TEICHMÜLLER, R. (1935).—«Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten». *Abh. d. Ges. d. Wiss. Göttingen. Math-Phys Kl.*, 3 F., H. 7, Berlin.
- RIOS, J. M.; GARRIDO, J., y ALMELA, A. (1944).—«Reconocimiento geológico de una parte de las provincias de Cuenca y Guadalajara». 1.º Parte (La Región Cuenca-Priego-Cifuentes). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 42, pp. 107-128, 7 figs., 8 láms.
- RIOS, J. M. (1944).—«Reconocimiento geológico de una parte de las provincias de Cuenca y Guadalajara». 2.º parte, Paleogeografía e historia del Sistema Ibérico, según Richter y Teichmüller; extractada por J. M. Ríos., *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 47, pp. 263-286, 7 figs.
- ROYO GOMEZ, J. (1922).—«El Mioceno continental Ibérico y su fauna malacológica». *Comisión Invest. Paleont. y Prehist. Mem.* n.º 30. Madrid.
- SACHER, L. (1966).—«Stratigraphie und Tektonik der nordwestlichen hesperischen Ketten bei Molina de Aragón, Spanien». Teil I. Stratigraphie (Paläozoikum). *Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abh.*, t. 124, pp. 151-167, 2 figs. 1 lám.
- SAEFTEL, H. (1961).—«Paleogeografía del Albense en las cadenas Celtibéricas de España». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, n.º 63, pp. 163-192, 16 figuras.
- (1960).—«Paläogeographie des Albs in den Keltiberischen Ketten Spaniens». *Zeitschr. Geol. Ges.*, t. 181, parte 3, Hannover, pp. 684-711, 16 figs.
- SAENZ GARCIA, C. (1931).—«Pantanos de la Tranquera y Carenas, en los ríos Mesa y Piedra». Estudio de las condiciones geológicas del emplazamiento y vaso. *Publ. Conf. Sind. Hidrogeogr. del Ebro*, pp. 31-110. Zaragoza.
- SCHMIDT-THOME, M. (1968).—«Beiträge zur Feinstratigraphie des Unterkambriums in den Iberischen Ketten (Nordost-Spanien)». *Inaug. Diss. Univ. Würzburg*. 141 p., 43 figs., 6 láms. In litt. mecanogr.

- SCHROEDER, E. (1930).—«Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentralspanien). Abh. d. Ges. Wiss. z. Göttingen, Math-Phys. Kl. N. F., t. XVI, n.º 3, Berlin. Trad. esp. en Publ. Extr. Geol. de Esp., CSIC, t. IV, pp. 233-294, 1 mapa 1:250.000. Madrid, 1948.
- SOLE SABARIS, L., y RIBA, O. (1952).—«Evolución del borde de la Meseta española durante el Terciario». C. R. XIX Sec. Conge. Géol. Int. Alger. Sect. 13, fasc. 13, pp. 261-274, Alger, 1954.
- TRICALINOS, J. (1928).—«Untersuchungen über den Bau der Keltiberischen Ketten des nordöstlichen Spaniens». *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ge.*, t. 80, Abh. 4, pp. 409-482, 3 lám., 4, Berlin.
- VIALARD, P., et GRAMBAST, L. (1968).—«Présence du Crétacé Supérieur continental dans la Chaîne Ibérique castillane». C. R. Séanc. Ac. Sc. Paris, t. 266, pp. 1702-1704.
- (1968).—«Le Néocrétacé de la Chaîne Ibérique sudoccidentale aux confins des provinces de Cuenca, Teruel et Valencia». C. R. Somm. Soc. Géol. France, fasc. 6, pp. 184-185.
- VILLENA MORALES, J. (1967).—«Nota cartográfica preliminar de una zona de la Cordillera Ibérica comprendida entre Monreal del Campo y parte oeste de Molina de Aragón (provincias de Teruel y Guadalajara)». *Act. Geol. Hisp.* a. 2, n.º 1, pp. 6-9, 1 fig.
- (1968).—«Nota acerca de un cabalgamiento en la región de Tierzo-Teroleja (prov. Guadalajara)». *Act. Geol. Hisp.*, a. 3, n.º 4, pp. 81-86, 4 figs.
- VILLENA, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; LINARES, A., y RIBA, O. (1970).—«Características estratigráficas del Jurásico de la región de Molina de Aragón. Zona comprendida entre Monreal del Campo y Zaorejas». (En Prensa.)