



Fig. 1.— Marco geográfico.

ESTUDIO GEOLÓGICO DE LA REGIÓN DE SANTAMERA CORDILLERA IBÉRICA

por J. A. AGUEDA VILLAR

I. INTRODUCCIÓN

La zona estudiada pertenece, en su totalidad, a la provincia de Guadalajara, en su parte septentrional, cerca del límite con la provincia de Soria. Está enclavada en la Hoja número 461, Mapa Topográfico Nacional, escala 1:50.000, cuadrante IV, Palazuelos. Está enmarcada en las coordenadas geográficas: $41^{\circ} 5' - 41^{\circ} 20'$ latitud Norte, y $0^{\circ} 50' - 0^{\circ} 57'$ longitud Oeste.

Geográficamente pertenece al curso alto del río Henares, cerca de la divisoria de aguas atlántica-mediterránea; tiene como afluentes a los ríos Quinto, Al-

boreca y Salado, este último cruza la zona en dirección N-S y NE-SW, recibiendo las aguas de los arroyos de la zona. El régimen es constante y escaso. Pese a la poca importancia de estos ríos, su encajamiento origina extensos y buenos afloramientos, que han facilitado nuestro trabajo.

Geológicamente, la zona estudiada se encuentra enclavada en la Cordillera Ibérica, zona limítrofe de las estribaciones del Guadarrama Oriental.

Los antecedentes son muy escasos y los trabajos realizados en los alrededores sólo citan ligeramente la zona estudiada, por ser estudios regionales, o bien referentes a zonas próximas.

Las primeras noticias geológicas encontradas sobre esta región se remontan al año 1877, en que Aránzazu da una descripción físico-geológica de las provincias de Soria, Logroño, Burgos y Guadalajara; esta visión general nos da una idea paleontológica y estratigráfica de los materiales existentes.

Castell (1881) aporta interesantes datos sobre el conocimiento de la Cordillera Ibérica, sobre todo en su aspecto litológico.

De estos trabajos meramente descriptivos pasamos a trabajos monográficos, que tratan de una forma más intensa la región estudiada. Son de destacar los trabajos de Joly (1926) y Lotze (1929), referentes a las cadenas Celtibéricas, en los que contribuyen de una manera acertada al conocimiento de la estratigrafía y tectónica de esta zona, sobre todo Lotze en su estudio del Paleozoico.

Es Schroder (1930) quien nos ha proporcionado más datos, dado que su trabajo comprende la zona limítrofe del Guadarrama con las cadenas Hespéricas, dentro de la que está enclavado nuestro estudio.

Posteriormente, Stille (1931) proporciona nuevas directrices en su División Ibérica sobre la Tectónica del centro de España y relaciones con los sistemas adyacentes.

Un trabajo más reciente es el de Jordana y Kindelan (1951), que comprende la Hoja número 461 del Mapa Geológico, a escala 1:50.000, y la memoria explicación del mismo. Dado las confusas interpretaciones, sobre todo en cuanto a la edad y posición estratigráfica de los materiales descritos, sólo nos ha servido de orientación en el levantamiento cartográfico de nuestro estudio.

Sánchez de la Torre (1964), en su estudio del Mioceno de Arcos de Jalón, aporta interesantes datos sobre la sedimentación Terciaria y Mesozoica, así como sobre la tectónica regional.

Corrales, I. (1964) en su trabajo, que comprende el estudio de la zona contigua a la nuestra, nos suministra datos muy valiosos sobre la estratigrafía del Triásico, así como sobre la relación Keuper-Carniolas basándose en el análisis paleontológico, de las muestras recogidas, aportando nuevas especies hasta ahora desconocidas en la Cordillera Ibérica.

El trabajo realizado consistió en el levantamiento cartográfico a escala 1:25.000 de las distintas litofacies de las formaciones que aparecen en la zona procurando destacar al máximo el detalle permitido por la escala.

En determinados casos hemos tenido que falsear la topografía para encajar la estructura geológica de una manera correcta, dada la inexactitud del mapa topográfico empleado.

Simultáneamente, hemos obtenido cortes estratigráficos, que con el trazado de columnas y análisis litológico a escala más detallada componen este trabajo. Durante las campañas de campo fueron recogidas muestras de los materiales estudiados, así como los restos fósiles contenidos.

Las campañas de campo se realizaron en varias etapas a partir del mes de septiembre de 1963.

Quiero hacer constar mi agradecimiento a don Luis Sánchez de la Torre por sus acertados consejos, tanto en el trabajo de laboratorio como los recibidos directamente sobre el campo.

Una parte de la última campaña de campo fue realizada por J. R. Peláez, a quien expreso mi agradecimiento.

También quiero hacer constar mi agradecimiento al doctor Llopis, que ha dirigido este trabajo y proporcionado algunos datos y observaciones sobre la región estudiada y alrededores.

II. ESTRATIGRAFÍA

1. GENERALIDADES.

En la zona estudiada está representadas las siguientes formaciones: materiales metamórficos, Paleozoico, Mesozoico, Terciario y algunos depósitos de poco espesor del Cuaternario.

Los materiales metamórficos constituyen una prolongación del neis de Hienlaencina; aparecen tapados parcialmente por depósitos de edad Pliógena. El Paleozoico ocupa una ancha franja situada al W de la zona estudiada.

El Mesozoico está representado por Triásico, Lías y Cretácico, y sus afloramientos constituyen, por su extensión e importancia, la mayor parte de la zona cartografiada.

El Triásico y su parte más alta, Keuper, ocupan aproximadamente un tercio de la superficie estudiada, principalmente en los valles, con las lomas coronadas por materiales infraliásicos: las «carniolas».

Separado del Liásico por una amplia laguna estratigráfica, tenemos el Cretácico, con extensos y buenos afloramientos, formando relieves estructurales característicos: las «muelas».

El Terciario está representado por el Mioceno, muy poco diferenciado, ya que los únicos materiales que aparecen son conglomerados y algunas capas de areniscas. Secundarios y Paleozoicos, en el resto de la zona hemos encontrado muchas dificultades para su estudio, ya que está prácticamente enmascarado por una cobertera de matriz semejante, aunque sin cementar, y cantos semejantes: la «raña». Este depósito, de poca importancia, se atribuye al Plioceno, siendo su edad exacta un problema muy discutido en la península.

2. MATERIALES METAMÓRFICOS.

Inmediatamente debajo de la formación de cuarcitas y pizarras, atribuidas al Ordovícico, encontramos al S de estos afloramientos materiales metamórficos, principalmente neises.

Estos materiales metamórficos, denominados pizarras cristalinas, han sido descritas en 1881 por Cartel y Fernández Navarro. Esta serie de rocas han sido consideradas por Macpherson, así como por la mayoría de los geólogos españoles de la época, como de edad Arcaica. Este hecho ha estado muy extendido en España; hasta hace pocos años se consideraba arcaico todo terreno meta-

mórfico. En la memoria-explicación de la Hoja del Mapa Geológico de Hiedelaencina (1928) se ha mantenido este criterio.

Lotze (1929), al estudiar la Sierra de la Bodera, al S de Atienza, llegó a la conclusión de que estos materiales no podían ser de edad Precámbrica, sino que pertenecían al Paleozoico inferior metamorizado. Se basó para ello en la transición paulatina de pizarras débilmente metamórficas y de cuarcitas a pizarras micáceas y neis, en las zonas donde se presentan los sedimentos normales en contacto con estas pizarras. En la zona de transición aprecia siempre una roca de 8 a 30 metros de espesor, de un material, que si bien presenta una intensa recristalización y transformación, puede reconocerse en él, de una manera más o menos clara, su carácter sedimentario.

Lotze, en un corte de la Bodera, así como Schroder en Cañamares, indica que la zona de transición se compone petrográficamente de pizarras ricas en mica, con cuarzo en granos oblongos o en forma de lentejones, en cuya base aparece neis de grano grueso.

Schroder (1930) describe al S de Riofrio la aparición de areniscas muy transformadas con moscovita, alternando con filitas que en profundidad pasan a micacitas de grano fino, ricas en cuarzo, éstas a su vez pasan a neis de grano fino y finalmente al de grano grueso.

Cita múltiples variedades de neis: al N de Hiedelaencina, neis cordierítico, y en el núcleo del anticlinal del Atance, neis granatífero, de grano fino. En cuanto la textura, la da pizarrosa, con marcada disposición paralela, en la que destacan glándulas de feldespato (ortosa), formadas en su inmensa mayoría por maclas de Carlsbad.

Schroder considera estas rocas típicas de la zona de metamorfismo medio, y probablemente de origen sedimentario; esto lo deduce de su paso a micacitas y de la ausencia de rocas intrusivas, así como por la presencia de «neis conglomerados», reconocida también por Lotze en un nivel inferior. La presencia de cantos de cuarzo en forma lenticular la explica indicando que la roca primitiva era una brecha cuarcítica, y también por estiramiento.

Lotze supone que estas rocas metamórficas se formaron durante la orogenia Carbonífera, por dinamometamorfismo, relacionado con una impregnación debida a las emanaciones de un magma granítico.

Parga Pondal (1960) cree que esta formación porfiroide tiene origen clástico sedimentario y posteriormente sometida a intensas presiones tangenciales, que originaron fricciones y resbalamientos intensos, consecuencia de importantes acciones tectónicas que metamorizaron y milonitizaron esta formación de un modo intenso.

Llopis Llado (1964), en su síntesis sobre la Paleotectónica de Asturias y relaciones con la mitad occidental de la Península Ibérica, dice esta formación «Ollo de Sapo», que deriva de una serie flysch, pudiendo comprender desde el Precámbrico IV hasta el Ordovícico medio.

Capdevila, R., Matte, P., y Parga Pondal, I. (1964) han seguido estos materiales, que desde ahora llamaremos de «Ollo de Sapo», de acuerdo con la nomenclatura de Sampelayo, desde Galicia hasta el centro de la Península (Hiedelaencina y Honrubia). Definen el «Ollo de Sapo» como un complejo de facies porfiroide, estratificada, compuesta de rocas detríticas de tipo arcósico, con al-

gunas intercalaciones de esquistos y cuarcitas, con vulcanitas ácidas. Esta serie es casi siempre epimetamórfica.

Al E. de Cardeñosa hemos podido reconstruir parcialmente un corte en dirección NE-SW, de los materiales que componen la serie metamórfica. Hemos encontrado bastante dificultad para ello, dado que estos afloramientos metamórficos están cubiertos casi totalmente por depósitos Miócenos y «Raña». La serie de techo a muro es la siguiente:

1. 100-150 metros Micacita moscovítica con pequeños feldespatos.
 2. 35 metros Micacitas moscovítica con ausencia de feldespato.
 3. 100-125 metros Micacita moscovítica de color algo más oscuro que las anteriores, sin feldespatos.
 4. 40 metros Micacita gris, moscovítica, con feldespatos de 2-3 metros.
 5. 150-175 metros Micacita de las mismas características que las anteriores, con feldespatos de 3-4 milímetros, cuarzos azules y cordierita, con 30° - 40° N.
- Cerca del kilómetro 128 de la carretera Soria-Taracena vemos que la serie desaparece bajo un extenso manchón de «raña».
6. 15-20 metros neis tipo «Olló de Sapo», fino, pizarroso, con fuerte alternancia de zonas oscuras, con láminas grandes de biotita y claras, grisáceas, con moscovita en granos finos. Vertical a 80° N.
 7. 10 metros Neis del mismo tipo que el anterior, gris oscuro en bandas finas, alternando con bandas grises claras y lechos de cuarcitas, a veces con microestratificación y con algunos repliegues suaves. Los niveles de cuarcitas tienen un espesor de 1-5 centímetros, en los más delgados aparecen finos horizontes de feldespatos en los extremos de la cuarcita. Buzamiento 70° - 80° N.

Algunas bandas de la cuarcita alcanzan un espesor superior al indicado, hasta 30 centímetros, con disminución de espesores, en un «boudinage» tectónico, claro y muy laxo, paralelo a la alineación del feldespato.

Esta serie aparece en el kilómetro 128,500 cubierta por unas capas de areniscas y conglomerados miócenos, que a su vez están recubiertos por materiales pertenecientes a la «raña».

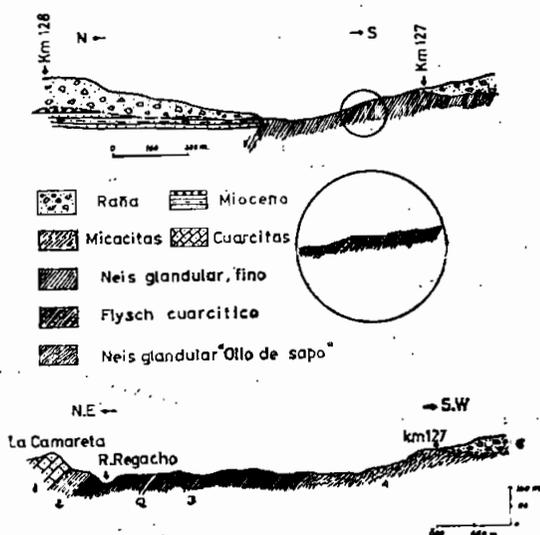


Fig. 2.— Serie metamórfica.

3. PALEOZOICO INFERIOR.

En el cuadrante NW de la Hoja Geológica, que completa esta memoria, aflora una potente masa de materiales paleozoicos, prolongación de los del Guadarrama oriental. Se compone de cuarcitas y pizarras.

La posición estratigráfica correcta de estos terrenos es imposible situarla con exactitud, dada la escasez de fósiles.

No obstante, dadas las descripciones petrográficas que encontramos en los trabajos de Castel (1880-1881), Palacios (1879) y Mallada (1896), así como en la explicación de las Hojas Geológicas de Hiendelaencina (1928) y Sigüenza (1951), no dudamos en considerar estos afloramientos como de edad Silúrica.

Otra razón de más peso para determinar estos materiales es el hallazgo de *Graptolites* por Palacios y Cortazar, así como de *Orthoceras* por Schroder en Atienza.

Lozte (1929) clasificó el Silúrico Superior al S de Atienza en:

Downton: Areniscas y Cuarcitas.

Ludlow-Llandovery: Pizarras graptolíticas.

Llandovery: Cuarcitas.

Este horizonte superior no aflora dentro de la zona estudiada. Según Lotze, sólo aflora en el límite con el Devónico, al S de Cincovillas. Las pizarras, por el contrario, alcanzan gran extensión, pero con el inconveniente de ser estériles en contenido organógeno.

Dada la dificultad de situar correctamente estos materiales en la escala estratigráfica, por la ya mencionada ausencia de fósiles, nos hemos visto obligados a reconstruirla mediante la posición que ocupan estos materiales, así como por su litología.

En el apartado anterior hemos descrito una serie de materiales metamórficos, que si bien son de edad no determinada estratigráficamente, forman el muro de estos afloramientos silúricos. Para mayor facilidad hemos dividido esta serie, atendiendo a sus características litológicas, en tres tramos:

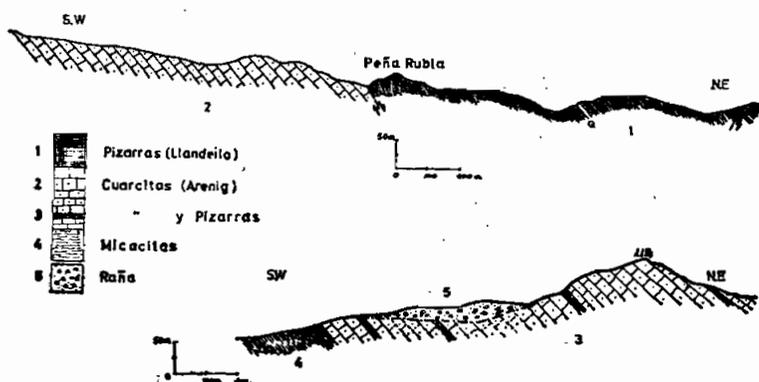


Fig. 3.—Perfiles del Ordovícico.

1. Tramo Inferior (300-500 m.).—Cuarcitas, con intercalaciones esquistosas, que se hacen más frecuentes hacia la base; en el techo la cuarcita se presenta en bancos y masiva. Este tramo, con dirección predominante NW-SE, casi E-W, queda cortado al E por una falla de dirección NW-SE, en contacto con el Cretácico.

2. Tramo Intermedio (200-300 m.).—Cuarcitas blancas y rosadas, en gruesos bancos a masivas alcanzando su mayor desarrollo hacia el W, donde los potentes bancos forman crestones, dándonos relieves, como el de la Sierra de Boderá. Estas cuarcitas forman probablemente parte del complejo armórico del Silúrico Inferior, para afirmar esto nos apoyamos en su posición estratigráfica, y sobre todo en la serie litológica que lo componen.

3. Tramo Superior (800-1.200 m.).—Pizarras satinadas, de tonos oscuros, desde casi negras a verdes y azules. Predominan las pizarras satinadas, algo micáceas, junto a éstas se encuentran pizarras cuarcíticas, de tonalidades más claras. Hacia el techo de la formación se hacen ampelíticas.

Comparada esta serie obtenida con la que dan Capdevila, Matte y Parga Ponal para el NW y centro de España, vemos que existe una gran analogía en la descripción de materiales, así como por su posición, ya que dan como muro de esta serie el complejo de «Ollo de Sapo», que engloba los materiales metamórficos que describimos anteriormente.

Los tramos por nosotros descritos los hemos asimilado a los que describen ellos como:

1. Serie esquistosa, de tipo «flysch», que comprende cuarcitas ricas en *Cruziana*. Esta serie bien pudiera corresponder a la de los «Cabos, definida por Lotze, como de edad Cámbrico Superior.

2. Cuarcitas masivas, con *Cruziana*, atribuido al Arenig.

3. Pizarras satinadas con «*Sinhomalonotus tristani*», pertenecientes al Llandeilo.

Encima de estas pizarras del Llandeilo dan una serie de pizarras ampelíticas, calizas y grauvacas, que corresponden a la dada por Lotze, al S de Atienza, como perteneciente al Ludlow.

Esta serie de hechos hace que nos afirmemos en la idea de que estos materiales pueden pertenecer al Silúrico Inferior, distribuyéndose de la siguiente manera:

Tramo Superior: Pizarras satinadas. Llandeilo.

Tramo Intermedio: Cuarcitas. Arenig.

Tramo inferior: Serie cuarcítica-esquistosa. Cámbrico Superior. Arenig.

4. TRIÁSICO.

Dada la extensión y características peculiares del Trías de facies germánica en la C. Ibérica, no hay discrepancia alguna sobre su existencia, así como la de los tres tramos que lo componen: Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper.

En la zona estudiada, y sobre todo en otras cercanas, hemos podido identificar plenamente su base, Buntsandstein, que se apoya unas veces en discordancia y las más mecánicamente, sobre el Paleozoico. Por el contrario, el límite superior no está bien definido, ya que sobre las margas típicas del Keuper apa-



rece una masa de materiales, calizas y dolomías que reciben el nombre de «carniolas». La duda sobre la edad de este tramo ha hecho que estén incluidas indistintamente en el Triás y en el Lías e Infralías, según los distintos autores.

Los primeros antecedentes encontrados sobre la edad de las «carniolas» se remontan a 1874, en que Calderón las considera por contenido faunístico, infralíasicas.

Dereims (1890) las incluye dentro del Triás como techo de las margas del Keuper. Mallada (1902) al no tener datos paleontológicos suficientes las considera triásicas. Joly (1926) estima que la delimitación entre Triás y Lías es muy dudosa, ya que existe en el contacto una zona dolomítica.

Lotze (1929) las considera como triásicas. En 1930-31, Richter estudió este fenómeno en diversos lugares de la Cordillera Ibérica, llegando a la conclusión de que son de edad Retiense, ya que encontró fauna liásica en el techo de las «carniolas». Schroder (1930) relaciona Keuper-Carniolas, siguiendo la idea de Lotze, y si bien encuentra muchos datos a favor, la aparición de fauna, en el tramo superior de las «carniolas», hace inclinarse a situarlas en el Retiense e Infralías.

Schriel (1946), como muchos otros autores, no encuentra datos suficientes para declararse en un sentido u otro.

Uno de los trabajos más recientes (1951) es el del Mapa Geológico de España, hoja 461 (Sigüenza), del que son autores Jordana y Kindelan. Abordan el problema de la carnioles, sustentando que dada su composición de calizas arcillosas no pueden pertenecer al Lías, añadiendo además que estratigráficamente no sólo son superiores al Keuper, sino también al Lías, sobre el que se apoyan a veces; esto hace que las den de edad Albense.

Esta hipótesis no la consideramos lógica, pues en zonas adyacentes (Sigüenza), y concretamente en Arcos de Jalón, Sánchez de la Torre (1963), ha demostrado que entre las «carniolas» y el Albense aparecen calizas de edad y contenido Charmutiense-Torciense, hecho que le hace considerar las «carniolas» de edad Retiense.

Corrales (1964), en Sigüenza, data este tramo de calizas magnesianas y carnioles, como Retiense el tramo inferior y Retiense-Charmutiense el superior. Se basa para esta consideración en el hallazgo de restos de lamelibranquios, en la parte alta de las «carniolas», que si bien son inclasificables, dado lo pronunciado de sus costillas y la separación entre éstas, deben considerarse como formas liásicas. Otra razón es que sobre este tramo aparecen en muchos lugares de la Cordillera Ibérica calizas y margas con fauna Toarciense.

Después de esta exposición de opiniones ajenas y con los datos obtenidos en nuestras observaciones directas, así como el hallazgo de restos de lamelibranquios, si bien son completamente inclasificables, creemos que este tramo pertenece al Retiense e Infralías, en completo acuerdo con las consideraciones anteriores. Si bien el concepto de Retiense hay que reservarlo a las series que contengan «*Avicula contorta*», según acuerdo llevado a cabo en el Coloquio sobre el Triás, en Francia, en 1963.

Litológicamente llegamos a la misma conclusión, ya que este tramo compuesto de calizas magnesianas y carnioles se asemeja más al Liásico que al Triás.

Sobre el zócalo Paleozoico, compuesto de materiales pertenecientes al Or-

dovíco, descansan los materiales triásicos, definiéndonos una laguna estratigráfica de gran consideración. Esta laguna nos indica un largo tiempo sin deposición de sedimentos o bien hubo deposición y posterior erosión de los núcleos superiores al Ordovícico. Esta última hipótesis no está de acuerdo con los resultados obtenidos en nuestro estudio.

Conocemos bastante bien por los trabajos de Dereims (1898), Wurm (1911), Tricalinos (1928), Lozt (1929), Richter (1930) y Schroder (1930) el desarrollo del Triásico de facies germánica en las Cordilleras Celtibéricas. No obstante, dada la posición geográfica de la zona objeto de este estudio creemos ver considerables variaciones en espesor y facies, que nos indican la presencia de un gran macizo situado al W.

a) *Buntsandstein*.

Este piso tiene muy poco desarrollo en la zona estudiada, solamente encontramos pequeños jalones, descansando sobre el Paleozoico. Por este motivo los datos obtenidos tiene poco valor representativo, dado que el espesor encontrado no corresponde al desarrollo normal de este piso en la Ibérica.

Según Tricalinos (1928), cerca de Molina de Aragón aparecen cerca de 400 metros de espesor de Buntsandstein, formado por conglomerados en la base y areniscas en la parte alta.

Schroder (1930), en Sigüenza encuentra la serie con 300 metros de espesor, haciendo dos subdivisiones: tramo inferior de 200 metros, conglomerados y areniscas con cantos, y otro superior de 80-100 metros, compuesto por areniscas, arcillas y arcillas pizarrosas.

En el Atance la serie sólo alcanza 40-50 metros de espesor y en Cardeñosa solamente encontramos 20 metros de espesor. Este afloramiento, dadas sus características litológicas, pertenece a la facies del techo, con intercalaciones arcillosas, Röt.

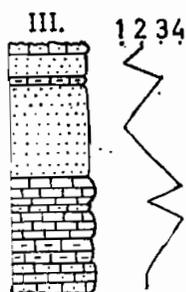
Una serie de esta facies (fig. 4, serie I), la obtenemos al N. de Cardeñosa, borde de la carretera Soria-Taracena, kilómetro 129. Esta serie de muro a techo presenta la siguiente sucesión:

1. 0,60 metros de arcillas rojas.
2. 2,50 metros de areniscas de grano grueso de color pardo-rojizo.
3. 2 metros de arcillas arenosas, poco compactas, con bancos de areniscas muy ricas en mica de unos 0,15 metros.
4. 5 metros de areniscas dolomíticas, color amarillo-rojizo, con delgados niveles arcillosos.
5. 2,50 metros de areniscas pardo-rojizas, con algunos cantos de hasta 5 milímetros. Presentan estratificación cruzada.
6. 0,40 metros de areniscas rojiza de grano fino.
7. 1,20 metros de arcillas arenosas de color rojo-violáceo.
8. 1,50 metros de areniscas de color pardo-grisáceo, con cantos.
9. 2,50 metros de arcillas pizarrosas, poco compactas, desmenuzables, de color rojo-violáceo, con algunas capas intercaladas de areniscas amarillentas, en horizontes más finos.

Al NW de Cercadillo, fuera de la zona cartografiada, hemos obtenido otro

corte (fig. 4, serie II), que nos ha proporcionado la serie siguiente. De muro a techo:

1. 0,80 metros de arcillas rojas.
2. 1,00 metros de areniscas pardo-rojizas, con granoselección.
3. 0,50 metros de arcillas rojas y violáceas.
4. 1,10 metros de areniscas pardo-clara, algo tableada.
5. 1,00 metros de arcillas rojas.
6. 3,00 metros de areniscas compactas, de grano fino, muy bien estratificadas.
7. 2,50 metros de arcillas pardo-rojizas.
8. 0,50 metros de areniscas pardo-amarillentas.
9. 1,00 metros de arcillas pardas, en la parte alta son más arcillosas, en la base son arenosas.
10. 2,50 metros de areniscas muy compactas, grano fino, de color amarillento.
11. 1,50 metros de areniscas blancuzcas, de tamaño de grano muy fino,



Muschelkalk:

- 1..arenisca
- 2..caliza arenosa
- 3.. " margosa
- 4..caliza

Buntsandstein:

- 1..microconglomerado
- 2..arenisca
- 3..marga arenosa
- 4..arcilla

10 m
5
10

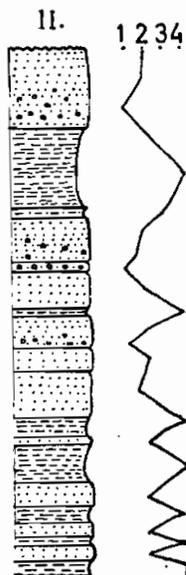
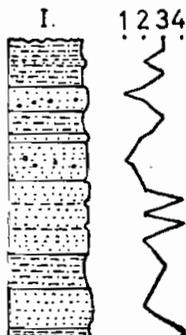


Fig. 4—Estratigrafía del Triásico.

con mica. Aparece un indicio de microestratificación. En la base presenta manchas amarillentas, debido a concentraciones de minerales ferruginosos.

12. Arenisca parduzca, en la base se encuentran horizontes de cantos de cuarzo de hasta 2 milímetros.

13. 0,50 metros de arcillas pardo-rojizas.

14. 2,50 metros de areniscas parduzcas en el techo de color más claro.

15. 0,50 metros de arenisca a microconglomerado, con cantos cuartificos de hasta 1 centímetro.

16. 13,00 metros de areniscas claras, con algún canto.

17. 0,60 metros de arcillas arenosas, que en la parte alta presentan coloración gris-verdosa y en la base rojo-violetas.

18. 5,00 metros de pizarras arenosas de color verdoso en bancos de unos 0,15 metros de potencia.

19. 5,00 metros visibles de arenisca pardo-amarillenta, con cantos diseminados en la matriz.

b) *Muschelkalk.*

Es el tramo triásico que más modificaciones presenta en cuanto a potencia y composición de materiales.

En el anticlinal de Sigüenza alcanza una potencia máxima de 40 metros, pudiéndose destacar dos tramos en él en cuanto a litología se refiere: uno, inferior de calizas masivas a tableadas, y otro, superior, con alternancia de margas grises a verdes, con bancos de caliza y dolomía.

Palacios (1890) hizo la observación de que el *Muschelkalk* no se había depositado al N del Guadarrama. Lotze (1929), de acuerdo con esta idea, determinó, a su vez, que en dirección a la Sierra de Guadarrama las calizas pasan a facies de areniscas, y que es allí donde hay que buscar el borde del mar del *Muschelkalk*.

Schroder (1930) ha seguido esta reducción de los bancos calizos desde Sigüenza a Atienza.

Por nuestra parte, estamos de acuerdo con las ideas expuestas anteriormente, dado que el único afloramiento de *Muschelkalk* que nos aparece en la zona coincide con los cambios litológicos indicados anteriormente.

La serie siguiente (fig. 4, serie III) ha sido suministrada por un corte realizado al borde de la carretera Soria-Taracena, cerca del kilómetro 130, en un afloramiento que con dirección NE-SW yace concordante con el Keuper.

La sucesión de materiales de muro a techo es la siguiente:

1. 2 metros de caliza arenosa, pardo-amarillenta, en bancos de 20 centímetros, hacia el techo se hace de grano más fino y tableado en la base.

2. 1,50 metros de calizas margosas, algo nodulosas, gris oscuro a rosáceas, con ripplemark.

3. 4 metros de calizas grises, grano fino, con niveles arenosos intercalados.

4. 6 metros de arenisca pardo-rojiza, poco compacta.

5. 0,25 metros de caliza gris-amarillenta margosa.

6. 1,50 metros de arenisca pardo-rojiza de las características de cuatro.

7. 0,50 metros de caliza arenosa amarillenta, algo dolomítica.

Dadas las características litológicas de este tramo incompleto pudiera creerse que pertenece al Buntsandstein, ya que aparece encima de este tramo inferior de una manera normal, pero nos inclinamos a creer que es Muschelkalk por las consideraciones de otros autores, ya citados anteriormente.

c) *Keuper*.

Presenta las características comunes a toda la cordillera Ibérica; es decir, está constituido por margas y arcillas de colores abigarrados: verdes, rojas, violáceas, amarillentas, etc., con gran abundancia de yesos y localmente sales, aragonitos y jacintos de Compostela.

Según Tricalinos (1928), Lotze (1929), Richter (1930), Schroder (1930) y otros, el Keuper (con exclusión de las carniolas), adquiere en la Cordillera Ibérica una potencia máxima de 200 metros. En los sitios donde la potencia es considerablemente más pequeña, la reducción se debe a compresiones tectónicas o a denudaciones anteriores a la gran transgresión Cretácica.

El piso se compone de margas irisadas o abigarradas, arcillas y yesos. Frecuentemente se pueden distinguir tres tramos:

1. *Inferior*.—Arcillas verdes, rojas, violetas y azules, que en su parte inferior contienen areniscas abigarradas y finos bancos de dolomías.
2. *Intermedio*.—Compuesto por margas grises y verdes, con intercalaciones de areniscas grises y pequeños bancos calizos y dolomíticos.
3. *Superior*.—Margas de color rojo violáceo muy potentes.

Los yesos se presentan en varios horizontes, siendo más frecuentes en el primer tercio del piso; a este mismo horizonte pertenece las sales que se explotan en las Salinas de Imón y Olmeda de Jadraque.

En nuestro estudio nos ha sido imposible conseguir una serie de este piso, ya que los materiales que la componen ocupan los valles amplios y poco excavados de la zona, estando cultivados en su inmensa mayoría.

No obstante, con las observaciones realizadas en nuestra zona y lugares adyacentes podemos reconstruir la siguiente serie:

1. Margas violáceas.
2. Margas gris verdosas.
3. Margas vinosas.
4. Nivel de yesos sacaroideos (rojos, blancos y verdes).
5. Margas abigarradas.

Muro: calizas, calizas arenosas y areniscas del Muschelkalk.

Intercalada en las margas violáceas hemos encontrado una capa de caliza arenosa de color amarillento, en las cercanías del pueblo de Imón, cerca ya de la base de las carniolas; esta capa no se puede tomar como nivel-guía, a pesar de que parece en algunos sitios tiene una gran importancia por contener restos fósiles. En las muestras recogidas nos ha sido completamente imposible clasificar algún ejemplar, ya que sólo hemos obtenido moldes en muy mal estado de conservación.

Corrales, I. (1964), en el estudio de la zona E adyacente a la nuestra cita esta misma capa en el calle del Henares, dándonos la siguiente relación de géneros y especies:

Myophoriopsis (Pseudocorbula) keuperina, Quenst.

Pleuromya hispánica Wurm.

Myophoria elegans Dunk.

Pleuromya c. f. eleganta Schlot.

La especie *Myophoriopsis keuperina* Quenst es la primera vez que se cita en el conjunto de la Cordillera Ibérica; su hallazgo hace que podamos situar nosotros, con precisión, los niveles superiores del Trías, ya que es uno de los pocos fósiles que caracterizan dentro del Trías de facies germánica el Keuper.

5. LIÁSICO.

Ya hemos abordado anteriormente, al hablar del límite superior del Triásico, el problema existente en la posición estratigráfica correcta de esa masa de dolomías, calizas magnesianas y arenosas, que forman el complejo denominado: «carniolas».

Schroder, a pesar de encontrar cierta relación entre Keuper y «carniolas», no duda en señalar la edad de estos materiales como Jurásica, dado el hallazgo de restos de *Terebrátulas* y *Pentacrinus*, en las carniolas superiores.

Jordana y Kinderlan consideran que las carniolas que aparecen en esta zona de la Cordillera Ibérica son distintas de la Infraliásicas, considerándolas de edad Cretácica, más exactamente Albense.

En lo que coincide toda la bibliografía consultada es en señalar la falta de sedimentos pertenecientes al Jurásico Medio y Superior. Esta laguna estratigráfica se ha comprobado paleontológicamente en las formaciones jurásicas que sirven de base al Cretácico.

Los afloramientos estudiados han sido citados por Schroder, aunque en la cartografía realizada a escala 1:25.000 se han variado sus límites debido a la mayor cantidad de observaciones utilizadas.

Dentro de la serie Infraliásica estudiada hay dos formaciones litológicamente distintas: Carniolas y calizas magnesianas, en la base, que por su gran espesor, de 100-150 metros, las consideramos dentro del Infralias, de probable edad Retiense, y calizas grises, algo arenosas, en bancos y masivas. Este tramo superior, si bien dentro de la zona estudiada no hemos podido datarlo por no encontrar fauna, fuera de ella en zonas cercanas, sobre este tramo aparece el Toarciense, bien datado, por lo que no dudamos en asignarle edad Charmu-tiense.

Esta serie yace concordante con el Triásico, aunque frecuentemente el contacto entre estos materiales y el Keuper es mecánico debido al comportamiento diapírico de éste.

Un corte realizado en las inmediaciones del pueblo de Palazuelos, situado en el borde E de la zona cartografiada, con dirección NE-SW nos da la siguiente sucesión de materiales (fig. 5, corte I):

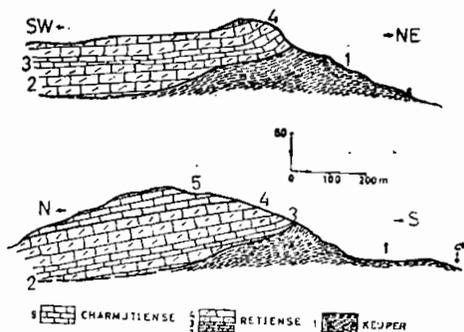


Fig. 5.—Contacto Keuper-Lias.

Muro: Margas violáceas del Keuper.

1. 10 metros de calizas magnesianas «carniolas», de color rojizo a rosado, en superficie gris sucio, algo arenosas, atravesadas por venillas de calcita, aspecto cavernoso, muy alteradas, localmente con zonas brechoides.

2. 15 metros de calizas dolomíticas, muy recristalizadas, color gris, con tramos algo más arenosos.

3. 40-50 metros de calizas magnesianas pardo-rojizas, de características similares a las del tramo I.

En otro afloramiento situado en el límite N de la hoja y al W del pueblo de Imón, podemos observar los siguientes materiales en un corte (fig. 5, corte 2) con dirección N-S.

Muro.—Margas violáceas del Keuper, cerca de la zona de contacto con las carniolas, se observa una capa intercalada de unos 10 centímetros de caliza arenosa amarillenta, con restos fósiles.

1. 15-20 metros de carniolas, aspecto cavernoso, rojizas, rosadas en fractura fresca, con patina gris. Dirección, 130° buzamiento, 20° N.

2. 15 metros de calizas arenosas dolomitizadas, gris rosadas, en fractura fresca son blanco-amarillentas.

3. 35-40 metros de carniolas pardo-rojizas a violetas algo arenosas, que por sus características semejantes al tramo 1 nos hace pensar en el techo de las carniolas.

4. 15-20 metros de calizas gris azuladas, compactas, en la base son tableadas y según vamos hacia el techo se van haciendo más masivas.

Por encima de estas calizas tableadas a masivas en Arcos de Jalón cita Sánchez de la Torre, L. (1964) la siguiente relación de fósiles.

Rhynchonella tetraedra Sow.

Rhynchonella meridionalis Desl.

Rhynchonella fodinalis Tate.

Terebratulina cornuta Sow.

Terebratula submaxilata Dav.
Terebratula punctata Sow.
Waldheimia numusmalis Lamk.
Waldheimia lackemby Walker.
Waldheimia darwini Desi.
Zeilleria jauberti Desl.
Zeilleria ewdarsi Dav (?).
Megateuthis tripartitus Schloth.
Pholadomya liasina Schub.
Pleuromya liasina Schub.
Pseudopecten aequivalvis Sow.
Chlamys humberti Dumortier.
Chlamys textorius Schloth.

Esta asociación faunística, sitúa a los materiales que la contienen en el Toarciense, definiendo, pues, una laguna hasta el Cretácico. Nosotros, en nuestras observaciones, llegamos hasta la base de esta formación Chamutiense-Toarciense, definiéndonos, pues, una interrupción en la serie sedimentaria hasta el Albense.

Las características litológicas de los sedimentos descritos anteriormente que componen la serie, nos indica el carácter litoral de los mismos, así como una etapa transgresiva.

La laguna, que nos abarca desde el Liásico al Albense, se debe a una interrupción en la sedimentación, que nos indica una emersión no total y un relieve senil en el área madre. El Cretácico empezó, pues, con un rejuvenecimiento del relieve.

6. CRETÁCICO.

Los materiales Cretácicos forman relieves estructurales característicos: Las «muelas», que constituyen excelentes afloramientos, facilitando así nuestro estudio; estas «muelas» no son otra cosa que laxos sinclinales, afectados por la tectónicas de fallas que los modifica.

En general, los afloramientos cretácicos han sido citados por casi todos los autores que han trabajado en esta región. No obstante, nos interesa destacar el hecho de que en la mayoría de los trabajos precedentes, bien se amplían sus límites, englobando materiales de otra edad, como «carniolas», e incluso cuarcitas, o bien se han cartografiado solamente sus límites, dado el carácter regional de los trabajos.

La serie Cretácica comienza con un tramo arenoso, que rodea el pie de los montes de calizas y que destaca por su color blanco-amarillento a rojizo. En la mayoría de los casos se trata de arenas arcósicas sueltas, finas, hasta gruesas con cantos muy frecuentes de cuarcita y con algunos tramos más arcillosos abigarrados. Es frecuente encontrar capas aisladas, débilmente cementadas por carbonato amarillento.

En los extensos afloramientos de edad Cretácica alcanza su potencia aproximadamente hasta los 40-50 metros.

Sobre las arenas aparece un tramo que, pese a su poco espesor (5 m.), tiene

gran importancia, habiéndole resaltado en la cartografía, ya que es el mejor nivel-guía que hemos encontrado en el Cretácico, de gran constancia y, además, nos marca el paso del Albense al Cenomanense.

Sobre esta capa de caliza nodulosa aparece un tramo predominantemente margoso, con intercalaciones de caliza margosa y arenosa que adquiere importancia especial estratigráfica por su rico y variado contenido en fauna. A continuación sigue otro tramo predominantemente calizo, con bancos de margas amarillentas y calizas margosas con abundante fauna.

A lo largo del trabajo realizado y de las muestras y fauna recogida hemos podido observar que el carácter litológico de este tramo calizo-margoso, que constituye el Cenomanense, varía considerablemente, pero no así su contenido faunístico, que es constante.

Sobre este tramo calizo-margoso se pasa insensiblemente a otro superior calizo; se trata de calizas cristalinas blancas y grises, alternando frecuentemente bancos más o menos potentes y masivas.

Esta serie de rocas, al contrario que el piso inferior, es muy pobre en fósiles, se han citado algunas especies características del Turonense-Senonense, en zonas más alejadas de la estudiada. Nosotros no hemos encontrado ningún resto fósil, dado que en nuestro estudio solamente abarcamos la base del Turonense, compuesto de calizas masivas muy cristalinas.

De acuerdo con Schroder (1930) y Sánchez de la Torre (1964) dividimos el Cretácico, según su litología, en tres tramos:

1. Arenas blancas y rojizas.
2. Margas, calizas margosas y calizas arenosas, muy ricas en fauna.
3. Calizas cristalinas en bancos y masivas.

Esta división litológica coincide con la estratigrafía correspondiente a: 1) Albense; 2) Cenomanense, y 3) Turonense.

Uno de los afloramientos cretácicos de mayor extensión lo constituye la llamada «Muela Vieja», situada al SW de Santamera, formado por un sinclinal, con el flanco W invertido. Está limitado por una falla de dirección NE-SW; al E está separado de la «Muela de la Olmeda» por el río Salado; otra falla de dirección NW-SE lo limita por el S; en su límite N se continúa por otra pequeña «muela» y tapada parcialmente por la «Raña».

Un corte realizado en el flanco E del sinclinal (fig. 6, serie I), nos da la siguiente sucesión de materiales de muro a techo:

ALBENSE:

1. 1,5 metros de microconglomerado de color parduzco, cemento calizo muy compacto.
2. 2-3 metros de arenas abigarradas, de color rojizo en tono general.
3. 15 metros de arenas a microconglomerado, con algunos cantos cuarcíticos diseminados, de color blanco parduzco, no se aprecia estratificación.
4. 12 metros de arenas blancas, con frecuentes cantos cuarcíficos, que hacia la base es un auténtico microconglomerado.

CENOMANENSE:

5. 2,0 metros de calizas nodulosas, blanco-grisáceas, con algunos moldes de lamelibranquios en muy mal estado.

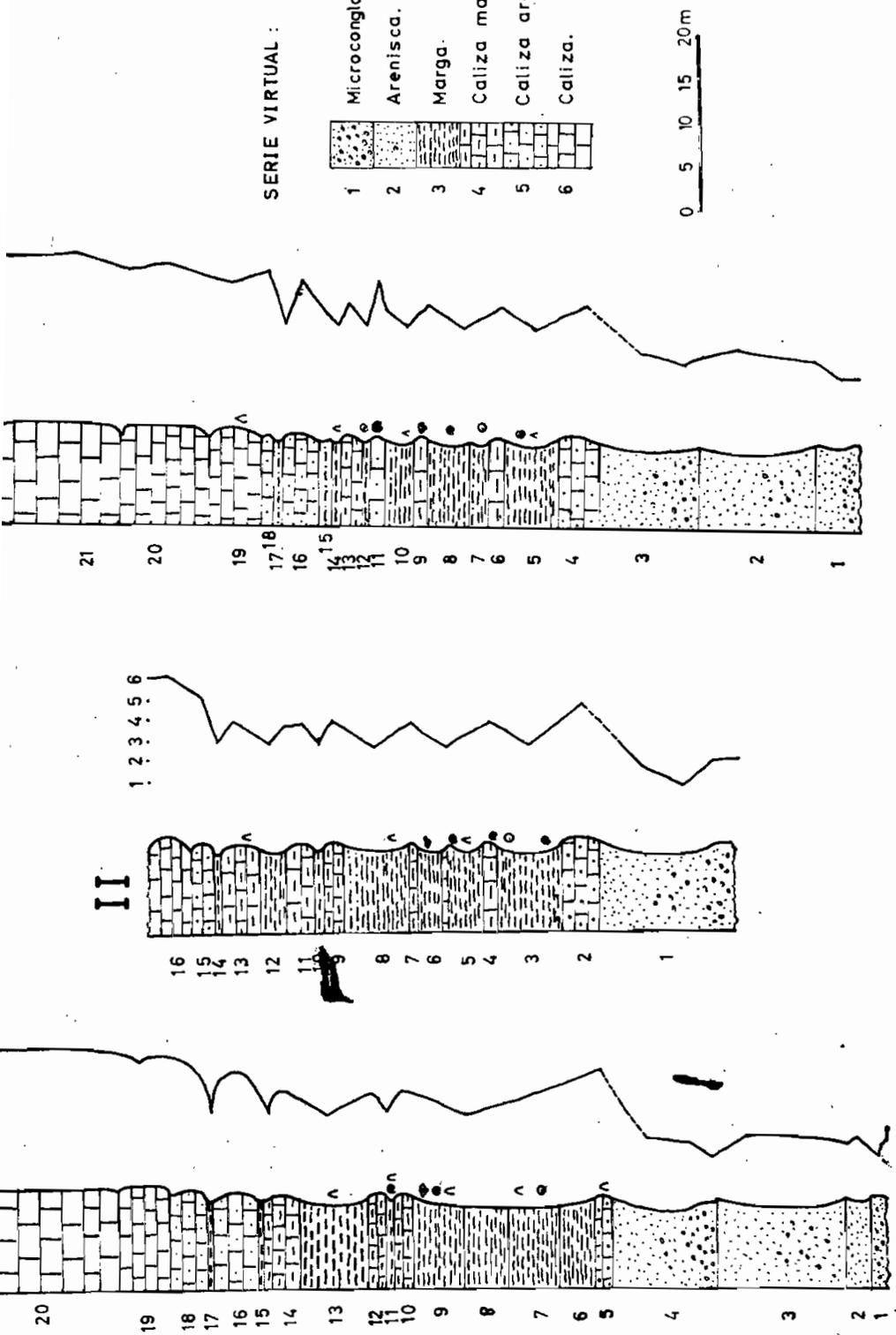


Fig. 6 Estratigrafía del Cretacio

6. 4,0 metros de margas blanco-grisáceas.
7. 6,0 metros de margas blancas, con equinidos, y en la parte alta lamelibranquios.
8. 5,0 metros de margas blanco-grisáceas, como 6.
9. 6,0 metros de margas blancas, con restos de conchas de ostreidos, gasterópodos y lamelibranquios.
10. 2,0 metros de caliza margosa, algo amarillenta.
11. 1,0 metros de margas blancas, con restos de gasterópodos y lamelibranquios.
12. 2,0 metros de caliza margosa de color crema.
13. 8,0 metros de margas blancas con restos de conchas, moldes de lamelibranquios.
14. 4,0 metros de caliza margosa de las características de 12.
15. 0,5 metros de margas amarillentas.
16. 5,0 metros de caliza gris-parduzca arenosa, algo nodulosa.
17. 1,0 metros de margas amarillentas.
18. 4,0 metros de caliza de las características de 16.
19. 6,0 metros de caliza blanca cristalina, en la parte inferior aparecen restos inclasificables.

TURONENSE:

20. 20-25 metros de caliza blanca, algo recristalizada, en bancos de unos cinco metros de potencia, en la parte alta es masiva. En fractura fresca presenta color crema.

Un corte realizado en el cerro 1.105, al W del pueblo de Santamera y al N de la «Muela Vieja» nos ha facilitado la siguiente serie (fig. 6, serie II) de materiales. De muro a techo la sucesión es la siguiente:

ALBENSE:

1. 15 metros de arenas que en la parte baja son un verdadero microconglomerado de color blanco. Se encuentran algunos cantos cuarcíticos diseminados en la matriz.

CENOMANENSE:

2. 4-5 metros de calizas nodulosas, grisáceas.
3. 7,5 metros de margas blancas a amarillentas, en su parte alta contienen gasterópodos y equinidos.
4. 1,5 metros de calizas margosas amarillentas, con abundantes moldes de gasterópodos.
5. 4,0 metros de margas blancas con lamelibranquios y gasterópodos.
6. 3,5 metros de margas blanco-grisáceas.
7. 1,0 metros de caliza margosa.
8. 7,5 metros de margas claras, en la parte alta se van haciendo arenosas.
9. 2,5 metros de calizas margosas.
10. 1,0 metros de margas blancas-amarillentas.
11. 3,0 metros de caliza margosa, color crema.
12. 3,5 metros de margas con restos de conchas y moldes de gasterópodos.
13. 4,0 metros de caliza margosa, de las características de 11.
14. 1,0 metros de margas amarillentas.

15. 3,0 metros de caliza arenosa, parduzca.

16. 5,0 metros de caliza blanca, cristalina, con algún resto fósil, recristalizado o cristalizabile.

La sierra de la Muela constituye el mejor afloramiento cretácico dentro de la zona estudiada, por sus dimensiones y forma estructural característica; está situada al NE del pueblo de Riofrío, formando un amplio sinclinal cortado por pequeñas fallas transversales. Un corte realizado en el flanco W (fig. 6, serie III) nos da la siguiente sucesión de muro a techo:

ALBENSE:

1. 5,0 metros de arenisca cuarcítica, color blanco, en la base es un microconglomerado.

2. 13,0 metros de arenas blancas cuarcíticas, en la parte alta son de color rojizo.

3. 11,5 metros de arenas blancas, en la base de este tramo hay cantos cuarcíticos diseminados en la matriz.

CENOMANENSE:

4. 5,0 metros de calizas gris-marrones nodulosas.

5. 6,0 metros de margas blancas, con restos de lamelibranquios y moldes de gasterópodos.

6. 1,5 metros de calizas margosas amarillentas.

7. 2,5 metros de margas blancas con algún equínido.

8. 5,0 metros de margas blancas con lamelibranquios y moldes de gasterópodos.

9. 1,0 metros de caliza margosa, con restos de lamelibranquios y ostreidos y moldes de gasterópodos.

10. 4,0 metros de margas amarillentas, algo arenosas.

11. 1,5 metros de caliza gris amarillenta, algo arenosa en la parte del muro, en la parte alta es más margosa y hemos encontrado en ellas restos de Ammónites, uno en muy buen estado, así como moldes de gasterópodos y lamelibranquios.

12. 1,0 metros de margas blancas, con restos de lamelibranquios y gasterópodos.

13. 2,5 metros de caliza margosa de color amarillento.

14. 1,0 metros de margas con lamelibranquios y ostreidos.

15. 1,5 metros de margas arenosas.

16. 4,0 metros de caliza arenosa, de crema a amarillenta.

17. 1,0 metros de margas arenosas.

18. 1,5 metros de caliza arenosa de las características de 16.

19. 12,0 metros de caliza cristalina blanco-grisácea, con trozos de conchas no clasificables.

TURONENSE:

20. 10,0 metros de calizas cristalinas, color crema a marrón más claro en fractura fresca, microcristalinas.

21. 15,0 metros de calizas masivas, en la base en bancos, de color crema, presentan aspecto cavernoso.

En los horizontes correspondientes al Cenomanense, Schroder, E (1930) cita

en el valle de Henares, trinchera de ferrocarril, entre Sigüenza y Baidés, los siguientes fósiles:

Pseudodiadema macropygus Cotteau.
Pseudodiadema cf. *Michelini* Desor.
Diplopodia variolaris (Brong) Dsor.
Hemiaster lusitanicus Leriol.
Terebratula s. p.
Exogyra columba Lamk.
Exogyra flabellata D'orb.
Exogyra boussingaultii D'orb.
Exogyra matheroniana D'orb.
Pecten cf. *vobinaldinus*.
Inoceramus striatus Mant.
Vola quinquecostata Sow.
Cardium sp.
Cyprina sp.
Tellina sp.
Tylostoma torrubiae Sharpe.
Tylostoma ovatum Sharpe.
Cerithium cf. *matheroni* D'orb.
Pterodonta ovata D'orb.

Nosotros, durante nuestra campaña de campo, hemos recogido numerosa fauna, que una vez clasificada nos ha dado edad Cenomanense. Han sido recogidos estos ejemplares en los tramos margoso y calizo, siendo el primero el de contenido faunístico más rico y variado. Al N de la carretera de la Boderá, en el paraje denominado los «Chorrone», se han encontrado los siguientes fósiles:

Exogyra flabellata D'orb.
Exogyra columba Lamarck.
Pecten sp.
Terebratulas sp.
Hemicidaris crenylaris Lamarck (?).
Inoceramus striatus Mant.
Turritella sp.
Cardium sup.
Hemiaster dalloni (?).
Neithea (vola) quinquecostata Sow.
Tylostoma torrubiae Sharpe.
Diplopodia variolaris (Pseudodiadema variolaris) Brong-Desor.
Arca passiana D'orb.
Cerithium sp.

En otros afloramientos cretácicos hemos encontrado los mismos ejemplares, únicamente citaremos a continuación algún género y especie que no citamos anteriormente.

Así, en el cerro 1.105, situado al W de Santamera, junto con ejemplares ya citados, encontramos un ejemplar de:

Toxaster sp.

En la Sierra de la Muela, al N. de Riofrío del Llano, encontramos:

Exogyra pseudoafricana Choffat.

Un análisis estratigráfico de la serie Cretácica realizado sobre las curvas litológicas, nos revela algunas características de la sedimentación cretácica (figura 6).

Encontramos una primera discontinuidad que nos separa la etapa de sedimentación detrítica arenosa de la serie calco-margosa.

El tramo detrítico de la base del Cretácico representa un marcado dominio continental, la presencia de cantos dispersos en la matriz arenosa, en el tramo superior de la base nos indica, tal como considera Saeftel (1961), que la transgresión del Albense no fue de una manera constante y sencilla, sino que debió existir una serie de oscilaciones regresivas dentro de la gran transgresión.

El tramo siguiente de la curva litológica nos indica ya un carácter frecuentemente marino, con calizas arenosas y calizas margosas, hasta llegar a las calizas compactas.

7. Terciario.

En nuestro estudio hemos encontrado diversos sedimentos, que cubren otras formaciones más antiguas. Debido a sus distintas características, a pesar de no tener pruebas paleontológicas para ello, lo hemos agrupado en la forma siguiente:

a) *Mioceno.*

Los materiales que lo componen son: conglomerados de cantos calizos procedentes del Cretácico y de las Carniolas, cementados por una masa calcárea de color rojizo y pardo.

Intercalados entre estos conglomerados de diferente potencia y tamaño de clastos, encontramos capas de arcilla arenosa y areniscas rojizas, junto con niveles arcillosos rojos.

Esta serie de materiales comentados, por su posición estratigráfica y litológica, concretamente al S, en el valle del río Henares y del Dulce, los encontramos con un aumento de espesor muy notable iniciándose la transición de una facies de borde, a una de cuenca, con calizas, margas y yesos.

Hemos observado, durante nuestras investigaciones, que en el borde Mesozoico el tamaño de los clastos es mayor y menos redondeado. A medida que nos alejamos de este borde, ya en dominio de materiales metamórficos, los componentes clásticos son de mayor tamaño, apareciendo niveles de areniscas, margas e incluso arcillas; esto sucede al avanzar hacia el S y hacia el E; este fenómeno está de acuerdo con la transición de facies, indicada anteriormente.

La edad Miocena de esta formación no tiene duda alguna, puesto que dentro de la zona estudiada el terreno más moderno que cubre es el Cretácico; hacia el sur está sobre el Oligoceno.

En el kilómetro 128 de la carretera Soria-Taracena hemos podido observar los siguientes tramos:

Muro: Neis de grano fino, tipo «Ollo de Sapo».

1. 0,2-0,3 metros de areniscas roja a parda.

2. 2,5 metros de arcillas arenosas rojizas.
 3. 1,5 metros de arenisca marrón a microconglomerado, con algunos cantos aislados, bastante redondeados (subredondeados).
 4. 2,0 metros de conglomerados subredondeados, mal clasificados y en lentejones.
 5. 3-4 metros visibles de arcillas arenosas rojizas.
- Techo: Materiales sueltos: Raña.

b) *Raña*.

La edad de estos depósitos de cobertera ha constituido un problema que todavía no se ha resuelto.

Castel (1880-81) y Palacios (1879) consideraron estas masas de cantos como pertenecientes al «Diluvial».

Hernández Pacheco, E. considera la edad de estos depósitos como Villafranquiense (Plioceno).

Schroder (1930) supone que estos depósitos no son más que una facies local del borde Miógeno, motivada por el zócalo Paleozoico, y destaca en Riofrío y Sanjuste, la transición de los depósitos sueltos de cantos cuarcíticos a conglomerados calizos.

Nosotros, de acuerdo con las ideas de Hernández Pacheco, E., nos inclinamos a considerar la edad de esta formación como Pliógena, ya que en nuestras investigaciones, precisamente en los lugares indicados por Schroder, se observan los materiales del Miógeno, cubiertos por los pertenecientes a la Raña, muy distintos en cementación y litología. No hemos observado ningún cambio lateral en ellos, sino simplemente una superposición.

Esta formación de cobertera adquiere una extensión extraordinaria en la zona metamórfica, ya que por su menor resistencia y altimetría el neis ha servido como zona de acumulación a estos materiales.

En dominio de la cuarcita, del Paleozoico Inferior, estas masas de cantos cuarcíticos tienen muy poco desarrollo; se vislumbran perfectamente sus afloramientos.

8. CUATERNARIO.

El Cuaternario tiene en esta zona muy pobre representación, formando depósitos de escasa importancia que nos informan de la evolución de los valles de los ríos que discurren por esta zona.

Terrazas de inundación y depósitos actuales:

A lo largo de los ríos que cruzan la zona se encuentran una estrecha faja de depósitos, generalmente de materiales muy finos, arenas margosas y margas de colores parduzcos, que parcialmente debido a la alteración se hacen ligeramente arcillosos. En estos depósitos aparecen intercalaciones frecuentes de pequeños lentejones de cantos bastante redondeados (subredondeados) de tamaño máximo, dos centímetros.

La anchura de estos depósitos oscila bastante entre 70 y 500 metros. El espesor no sobrepasa 1,5 metros.

También hemos de mencionar depósitos residuales, sin desplazar, que se encuentran sobre los cerros ocupados por las carniolas, así como pequeños coluviones que se encuentran en las «muelas» cretácicas, formados a expensas de los materiales margosos.

Estos depósitos residuales y coluviones, dada su mínima importancia superficial, no han sido representados en el mapa.

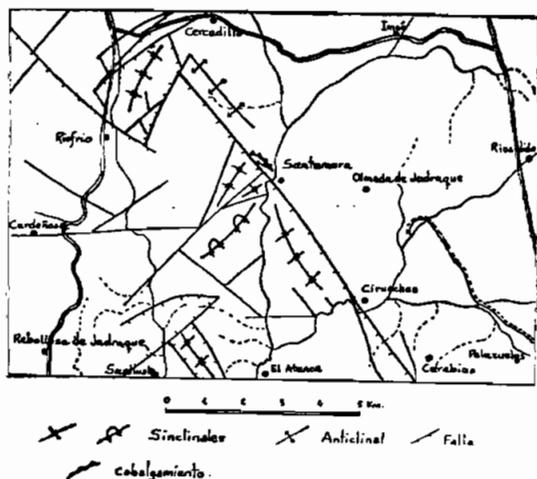


Fig. 7.— Esquema tectónico.

III. TECTÓNICA

Por existir gran cantidad de trabajos dedicados al estudio tectónico de diferentes partes de la Cordillera Ibérica, nos limitamos en este apartado únicamente a dar algunos datos generales respecto a los elementos tectónicos dentro de la zona estudiada.

«La situación geográfica de la zona en la región limítrofe del Guadarrama oriental y Cordillera Ibérica hace que se presenten elementos tectónicos de dirección tanto del basamento Hercínico como del plegamiento alpino de la Cordillera Ibérica (fig. 7).»

La mitad oriental de la zona objeto del presente estudio está ocupada por sedimentos triásicos, margas y arcillas del Keuper, coronadas por el complejo Infratriásico, que forman las carniolas.

Según Schroder (1930), la gran extensión de las carniolas depende de un fenómeno especial que se observa en toda la región Celtibérica: discordancia de la formación entre el Triásico y carniola.

Tricalinos (1929) y Ritcher (1930) describe la discordancia entre el Triásico y las carniolas, producida por el plegamiento; muchas veces bajo el potente complejo de carniolas, existen en el Keuper despegues que han motivado una posición diferente de las carniolas, originando así una discordancia efectiva.

Jordana y Kindelan (1951) deducen la existencia de movimientos kiméricos, de una discordancia por ellos encontrada, al N del río Dulce, entre el Triásico y el Lías.

La citada discordancia entre el Triásico y el Lías en la zona estudiada no existe; puede dar lugar esta creencia el comportamiento diapírico del Keuper, apareciéndonos contactos mecanizados entre esta formación y la superior; estos fenómenos se deben a influencias del basamento, estas influencias se manifiestan dentro de la zona estudiada, mediante pliegues «encofrados»; es decir, pliegues muy amplios, que se adaptan al juego de bloques del basamento, arrasando y originando despegues en los materiales más plásticos, en este caso las margas y arcillas del Keuper.

Si la región estuviera más levantada y denudada, podría, sin duda, observarse una imagen del plegamiento más clara y exacta.

El Liásico y Cretácico se encuentran concordantes; es decir, no fueron afectados por los movimientos kiméricos en la región que hemos estudiado. Esta misma concordancia la sustenta Sánchez de la Torre, L. (1964) en Arcos de Jalón, en contra de la opinión de Castell, J. y De la Concha, S. (1959). Durante esta época sólo debieron tener lugar movimientos sinorogénicos aislados, una prueba de ello la tenemos en la laguna estratigráfica, definida desde el Lías hasta el Albense, donde tiene lugar una transgresión.

El plegamiento durante el Terciario, que abarcaría las fases Larámica, Pirenaica y Sávica, no hemos podido datarlo, debido a que no aparecen afloramientos de edad comprendida entre el Cretácico, Senosense-Turonense y el Miógeno.

Hacia el S, fuera de la zona estudiada, en Huermeceles del Cerro, Crusafont, Meléndez y Truyols (1960) muestran que el contacto entre la caliza Turonense-Senosense y los niveles correspondientes al Terciario Inferior es concordante, estas capas del Paleógeno presentan un fuerte buzamiento que se va atenuando al subir en la serie; discordante sobre esta formación se encuentra una serie horizontal atribuida al Miógeno.

En la parte occidental de la zona objeto de nuestro estudio es donde el Cretácico adquiere su máximo desarrollo, el plegamiento originó una estructura laxa, de tipo jurásico, con pliegues de radio de curvatura muy amplio, llegando en algunas zonas a pliegues con algún flanco laminado, estos pliegues Cretácicos forman estructura sinclinal, quedando cortados y modificados por sistemas de fallas transversales, dando una morfoestructura característica. Los flancos de estos sinclinales, generalmente están fallados, originándose laminaciones sobre todo en aquellos tramos que se comportan de una manera homogénea y cierta potencia de sedimentos; este hecho se observa en el tramo inferior cretácico, el Albense, constituido por arenas y areniscas.

La vergencia general de estos pliegues es S-SE.

En cuanto a las fallas, en general no tienen saltos de envergadura. La falla que mejor hemos podido controlar cruza la superficie estudiada con dirección NW-SE; es común a otras fallas. La otra dirección predominante es la NE-SW.

La situación de la zona respecto a la Cordillera Ibérica sirve de transición desde la plataforma continental hacia la cuenca miogeosinclinal, situada más al NE, motivando una disminución de espesor hacia el W, ya citada en la estratigrafía, condicionando un paso de tectónica germánica en el borde del Guadarrama (Sierra de la Bodera) en que el Secundario aparece sólo en fosas donde ha quedado protegido de la erosión posterior.

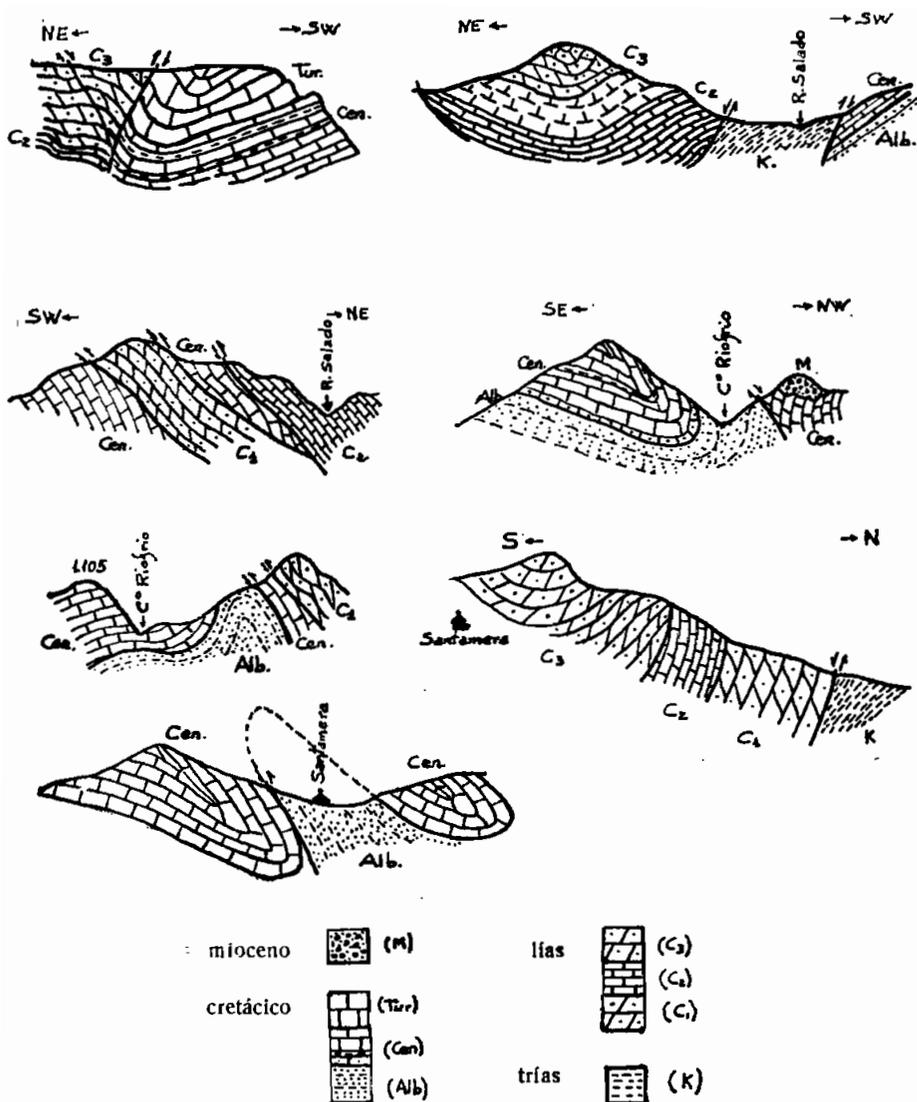


Fig. 8.—Cortes estructurales del Mesozoico de Santamera.

Más hacia el E comienza un estilo sajónico, siendo el motivo fundamental el pliegue «enfrado» (box-fold) en que al tener mayor espesor la serie secundaria las fracturas del basamento no llegan a romperlas, amortiguándose y formando un pliegue derivado de flexiones (pliegues «enfrados»).

Aunque en algunas zonas el mayor espesor de la serie secundaria es muy reducido, significando pequeñas cuencas sobre la plataforma, dando lugar a la aparición de elementos estructurales alpino típicos (fig. 8) con escamas o plie-

gues inclinados con fuerte vergencia hacia el SW, en concordancia con la hipótesis de Stille, H. (1929).

La parte oriental aparece con las estructuras muy amortiguadas debido a la gran plasticidad del Keuper, que suaviza el choque entre las direcciones de pliegues naturales por el basamento y las alineaciones típicas del orógeno secundario.

IV. MORFOLOGÍA

El relieve de la zona viene condicionado por dos factores: erosión y tectónica, pudiéndose distinguir por sus características tres partes diferentes en su origen.

La franja occidental, dominio del Paleozoico, está constituida por cuarcitas pizarras y neises, materiales rígidos morfológicamente, aunque mucho más antiguos en cuanto a origen de las formas al tener como punto de partida la superficie de erosión pre-triásica. La diferencia de composición condiciona una zona blanda en las pizarras y neises, frente a las cuarcitas, desmantelándolas y conservando los crestones de cuarcita, que alcanzan su culminación al NW de la Hoja, sierras de la Bodera y Ocejón. En esta parte podemos decir que el factor morfogenético es fundamentalmente erosivo con sólo algunas cuestras, muy degradadas, desarrolladas sobre las cuarcitas.

La franja central se caracteriza por las formas estructurales que nos dan un relieve característico, «muelas», modificado por fallas transversales. Aquí predomina el factor estructural y litológico sobre el erosivo, pues debido a la estructura y a los materiales que la componen, calizas masivas cristalinas, en el techo de la formación, se ha conservado el relieve, con algunos retazos colgados de materiales más modernos. El límite con las zonas oriental y occidental se resalta aún más por la presencia de fallas, de edad terciaria, probablemente intramiocenas, a las que se adaptan las «muelas».

La zona oriental está formada por amplios valles, ocupados por las margas del Keuper, que han quedado al descubierto debido a la acción de los ríos que discurren por la zona. Estos valles están limitados por materiales liásicos, que forman cerros y altiplanicies. Debido a la disposición subhorizontal de estos materiales, las «carniolas», la erosión nos ha dejado relieves característicos de zonas de estratificación horizontal; estas altiplanicies de «carniolas» equivalen a las «mesas» terciarias, con las que se enlazan morfológicamente, indicando así la importancia de la superficie de colmatación pontiense en esta región.

Existe al NW de Sigüenza un amplio valle de erosión entre Palazuelos y Cercadillo, quedando una serie de cerros aislados. Aquí el factor erosión predomina sobre el morfogenético, esto implica el comienzo de la degradación de la superficie de erosión citada, simultáneamente al encajamiento de la red hidrográfica en el páramo.

La Morfología observada resulta fundamentalmente de la acción de cuatro fases en la zona estudiada:

1. Superficie de erosión pretriásica, cortada en algunos puntos por entalladuras posteriores y modificada por la tectónica.
2. Otra superficie de erosión parcial que corta los materiales mesozoicos de

edad pre-Mióцена, ya que sobre ella hemos encontrado conglomerados mióцenos discordantes. Esta superficie de erosión tiene una gran importancia, extendiéndose por casi toda la región estudiada, sobre todo en la mitad oriental, constituyendo el elemento morfológico más importante.

3. Hacia el E, y ligeramente levantada hacia el NW, aparece la superficie finipontiense, equivalente a la de los páramos; esta mayor altura se debe a los materiales más resistentes a la erosión, como son los crestones de cuarcita correspondientes a la sierra de la Bodera.

4. La fase de erosión más moderna corresponde, sin lugar a dudas, al Cuaternario, y ha motivado el encajamiento de la red, corta a materiales pertenecientes a la Raña, de edad pliocena; este hecho se observa en las inmediaciones de los pueblos de Imón y Olmeda de Jadraque.

V. CONCLUSIONES ESTRATIGRÁFICAS Y PALEOGEOGRÁFICAS

1. Existe en la zona estudiada una serie metamórfica de edad indeterminada, formada por micacitas y neises, con características propias que la identifican con el complejo de «Ollo de Sapo», a causa de la presencia de gruesos fenoblastos de feldespatos. Esta serie presenta en el techo esquistos micáceos y micacitas en dirección SW; éstas pasan a neises de grano fino y posteriormente a neis glandular, con gruesos feldespatos. Intercalados en la serie aparecen niveles de cuarcita e intrusiones de tipo ácido, conjuntamente con aspectos de alternancias típicas de facies flysch.

2. El Paleozoico está representado por materiales pertenecientes al Ordovícico, en él distinguimos dos tramos: Arenig, con cuarcitas masivas en el techo y bancos con intercalaciones esquistosas, hacia la base; Llandeilo, formado por pizarras satinadas, sin fauna.

3. El Triásico de esta zona está constituido por tres tramos:

Inferior, Buntsandstein, predominantemente detrítico con intercalaciones arcillosas, que representan la facies del techo: Röt. La presencia de esta facies nos indica un hundimiento de la cuenca. La presencia de canales de erosión y «flute cast» nos indican deposición en medio marino.

El tramo medio Muschelkalk es eminentemente calcáreo, con niveles margosos e intercalaciones detríticas. La presencia de margas y calizas nos indica una mayor profundidad en el mar triásico, así como un aumento de condiciones favorables para la vida.

El tramo superior, Keuper, tiene carácter detrítico salino; está caracterizado por las margas abigarradas, sales y yeso. La presencia de niveles de caliza arenosa, con restos fósiles, indica un pequeño episodio de origen organógeno.

4. El Jurásico sólo está representado por el Liásico, existiendo una laguna estratigráfica hasta el Albense. El Lías inferior viene representado por una masa de potencia considerable, formada por calizas magnesianas, carniolas y calizas.

5. El Cretácico, en perfecta concordancia con el Lías, viene representado por tres tramos:

Inferior, Albense, detrítico, en parte continental; hacia la parte media del tramo aparecen cantos diseminados en la matriz. En el análisis de las curvas

litológicas se encuentra una discontinuidad que nos indica una transgresión compleja; es decir, la existencia de cortas etapas regresivas, debidas a hundimientos marginales en la cuenca, dentro del carácter transgresivo de la serie.

El tramo medio, Cenomanense, es calco-margoso, empieza con materiales de transición a un dominio exclusivamente marino, continuando con pequeñas discontinuidades regresivas, dentro ya del régimen marino. Este tramo tiene una fauna muy variada y representativa.

El tramo superior Turonense está constituido por calizas en bancos y masivas, cristalinas, sin fauna.

6. Los sedimentos Terciarios que aparecen en la zona estudiada los encontramos con un espesor reducido, aumentando éste notablemente hacia el S, valle de Henares, iniciándose la transición de una facies de borde a una de cuenca, con calizas, margas y yesos.

7. Depósitos de cobertera, de edad pliocena, Raña, con un desarrollo muy desigual, apoyándose en los materiales paleozoicos próximos y cubriendo muy poca superficie mesozoica.

8. La situación de la zona respecto a la Cordillera Ibérica origina una tectónica de transición desde la plataforma continental hacia la cuenca mio-geosinclinal, y a causa de ello una disminución de espesores hacia el W. Debido a esto el Mesozoico aparece en fosas, donde ha permanecido protegido de la erosión.

9. Evolución en la sedimentación, que es muy compleja, por la ya indicada situación en el borde de la cuenca, con frecuentes cambios de profundidad y acercamiento a la línea de costa.

10. La morfología viene condicionada por el núcleo paleozoico, al que rodean materiales secundarios.

BIBLIOGRAFÍA

ARANZAZU, J.

1877. Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. *Bol. Com. Map. Geol. de España*. Tom. IV, p. 147, 1 mapa.

BRINKMANN, R.

1960-1962. Aperçu sur les chaînes ibériques du Nord de l'Espagne Liv. mém. Prof. P. Fallot. Tom. I, pp. 291-300. *Mém. Soc. Geil. de France*.

CALDERÓN, S.

1898. Geología de Molina de Aragón (Infraliásico en España). *An. Hist. Nat.* Madrid, página, 97.

CAPDEVILA, R.; MATTE, P., y PARGA PONDAL, I.

1964. Sur le présence d'une formation porphyroïde infracambrienne en Espagne. *C. R. Sommaire des Séances de la Soc. Geol. de France*, Fasc. I. Seance du 15 Jun. 1964, p. 249.

CASTEL, C.

1881. Provincia de Guadalajara. Descripción geológica. *Bol. Com. Map. Geol. de España*.

CORRALES, I.

1964. Estudio geológico de la Cordillera Ibérica en los alrededores de Sigüenza. En prensa. Tomo VIII, pp. 157-264.

- CRUSAFONT PAIRO, M.; MELÉNDEZ, B y TRUYOLS SANTOJA, J.
1960. El yacimiento de vertebrados de Huérmeces del Cerro (Guadalajara) y su significado cronoestratigráfico. *Est. Geol.* Vol. XVI, núm. 4, páginas 243-254.
- DEREIMS, A.
1898. Recherches Geologiques dans le Sud de l'Aragón. *Ann. Hebert.* Tom. VII. p. 199.
- JOLY, H.
1926. Etudes Geologiques sur la chaine celtiberique. *Cong. Geol. Inst. Comt. Rend.* XIV Seccion, 2 eme. Fasc. pp. 523-584, Madrid.
- JORDANA, L., y KINDELAN, J. A.
1951. Mapa geológico de España. Explicación de la hoja número 461 Sigüenza (Guadalajara y Soria). *Inst. Geol. y Min. de España.*
- LOTZE, Fr.
1929. Estratigrafía y Tectónica de las Cadenas paleozoicas y Celtibéricas. *Publ. Extr. Geol. España.* Tom. VIII. Madrid, 1954-1955, pp. 1-316.
- LLOPIS LLADÓ, N.
1964. Sur la paleotectonique de Asturies et ses rapports avec la moitie occidentale de la Peninsule Ibérique. *Bol. Est. Asturianos*, núm. 10, pp. 3-52, 14 figs.
- MALLADA, L.
1902. Explicación del Mapa Geológico de España. *Mem. Com. Map. Geol. de España.* Tomo IV.
- PALACIOS, P.
1890. Descripción física, geológica y agrobiológica de la provincia de Soria. *Mem. Com. Map. Geol. de España.*
- PARGA PONDAL, I.
1960. Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia. *Notas y comunicaciones Inst. Geol. y Min.* núm. 59, pp. 333-358.
- RIBA, O., y RÍOS, J. M.
1960-1962: Observations sur la structure du secteur Sud-Ouest de la chaine Ibérique (Espagne). *Liv. mém. Prof. P. Fallot.* Tom. I, pp. 275-290. *Soc. Geol. France.*
- RICOUR, J.
1961. Problèmes stratigraphiques et caractères du Trias Français. Coll. sur Trias de la France et des regions limitrophes. *Mem. Bur. Rech. Geol. et Min.*
- RICHTER, G.
1930. Fenómenos de despegue en el Trias de la Cordillera Ibérica. *Publ. Extr. Geol. de España.* Tomo IX, pp. 51-60.
1930. Las cadenas Ibéricas entre el valle del Jalón y la sierra de la Demanda. *Publ. Extr. Geol. de España.* Tom. IX, pp. 61-142.
- RÍOS, J. M., y ALMELA, A.
1951. Estudio sobre el Mesozoico del borde meridional de la cuenca del Ebro. *Libro Jubilar.* Tom. II, p. 245.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.
1964. El borde Miógeno en Arcos de Jalón. *Est. Geol.* Vol. XIX, pp. 109-136.
- SCHMIDT, M.
1929. Neue Funde in der Iberisch-Balearischen Trias. *Sitzung Preus. Akad. der Viss.* Tomo XXV, pp. 516-521. Berlin.
1935. Fossilien der spanischen Trias. *Abh. der Heilderberg. Akad. der Viss. Math-Naturw.* Kl 22 Abh. 140 páginas.
- SCHRIEL, W.
1929. La sierra de la Demanda y los Montes Obarenses. *C. S. I. C.* Inst. Juan Sebastián Elcano. De Geogr. Madrid, 1945.

SCHRODER, E.

1930. La zona limítrofe de Guadarrama y las cadenas Hespéricas. *Publ. Extr. Geol. España*. Vol. IV, pp. 235-294. Madrid 1948.

STILLE, H.

1931. La divisoria Ibérica. *Publ. Extr. Geol. de España*, Tom. IV, pp. 297-304. Madrid, 1948.

SOLE SABARIS, L.; VIRGILI, C., y JULIVERT, M.

1956. Características estratigráficas del Trias, en la zona limítrofe entre las provincias de Barcelona y Tarragona. *Est. Geol.* núms. 31-32. Inst. Lucas Mallada. Madrid, 1956.

VIRGILI, C., y JULIVERT, M.

1954. El triásico de la Sierra de Prades. *Est. Geol.*, núm. 22. Inst. Lucas Malla-

VIRGILI, C.

1954. Algunas consideraciones sobre el trazado de las costas españolas durante el triásico. *Inst. Geol. Univ. Barcelona*, núm. 206. R. Soc. Esp. Hi. Nat. da. Madrid, 1954.

1955. El tramo de Muschelkalk de los Catalánides. *Mem. Com. del Inst. Geol. Prov.* Tomo XIII, pp. 37-78.

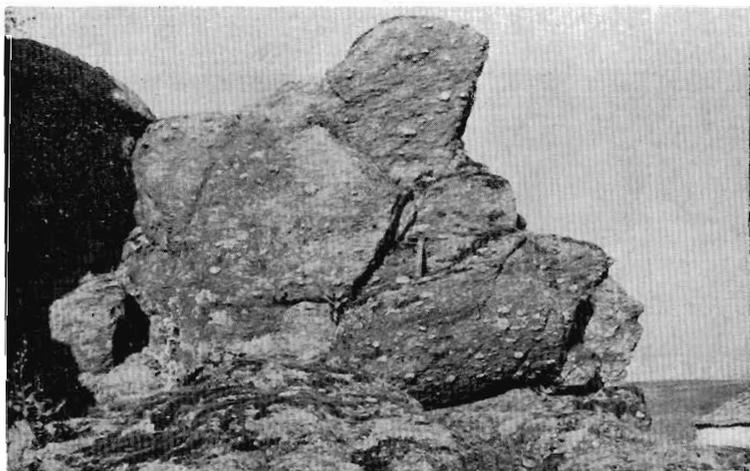
1958. El Triásico de los Catalánides. *Bol. núm. LXIX del Inst. Geol. y Min. de España*.

1961. El paisatge i el clima a Catalunya durant la formació dels novells salins del Trias. Separata de la *Miscel-lania Fontseré* Barcelona, 1961.

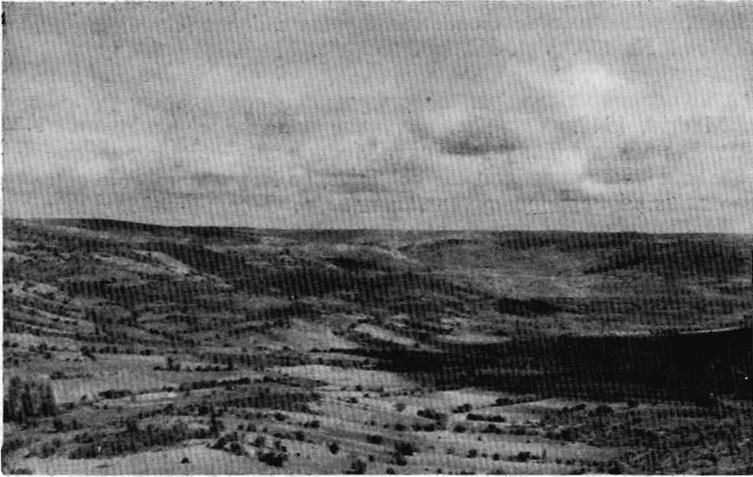
WURM, A.

1911. Untersuchungen uber der geologischen Bau Trias von Aragonien. *Zeitscher. der Deutsch. Geol. Gessells.* Tom. LXIII, pp. 38-175.

1913. Beitrage zur Kenninis der iberisch-balearischen Trias Provinz. *Verhandl. Naturisht. Medizin. Vereins zu Heidelberg*. B. XII. N. F., núm. 4, pp.



Fot. 1.— Facies típica del neis «Ojo de Sapo. Casilla P. C. Km. 127. C^a. Taracena-Soria.



Fot. 2.— N. de Salinas de Cormellón. Extensión del Keuper.



Fot. 3.— Sierra de La Muela. N.E. de Riofrío. Terminación periclinal del sinclinal cretácico.



Fot. 4.— Km. 128 C^a. Soria-Taracena. Contacto neis, tipo «Ojo de Sapo», Mioceno.



Fot. 5.— Cuarcitas de La Bodera sobre la superficie de erosión finipontiense. Representa un monte isla (Monnadock).

RESUMEN

Se estudia la zona limítrofe de la cordillera Ibérica con el Guadarrama oriental. Nuestro objetivo fundamental ha sido el estudio estratigráfico y la representación cartográfica de los materiales estudiados. Estos materiales comprenden en la base una serie metamórfica, de edad incierta; el Paleozoico sólo está representado por el Ordovícico; el Mesozoico aparece completo a excepción de una laguna existente entre el Liásico y Cretácico. Estos materiales aparecen parcialmente cubiertos por depósitos terciarios, en transición de facies de borde a facies de cuenca, de edad Mióцена, así como una formación de cobertera de probable edad Villafranquiense.

La Tectónica es de transición, desde la plataforma continental hacia la cuenca miogeosinclinar, originándose por tanto una disminución de espesores hacia el W. El mesozoico aparece en fosas, donde ha permanecido protegido de la erosión.

RÉSUMÉ

On étudie la zone de contact de la Chaîne Ibérique avec le Guadarrama oriental. A la base on trouve une série métamorphique d'âge incertain; le Paléozoïque est représenté uniquement par l'Ordovicien; le Mésozoïque est plus complet mais avec une lacune entre le Liasique et le Crétacé. L'ensemble est recouvert par les dépôts tertiaires qui ont une transition de facies de bordure à facies de bassin. Le tertiaire doit être placé au Miocène. Il y a encore une formation plus moderne, formée par des fanglomerats probablement d'âge villafranchien.

La puissance des dépôts mésozoïques et tertiaires diminue vers l'W. Les styles tectoniques varient aussi d'E. en W. avec la puissance des sédiments. Le mésozoïque a été conservé au fond des fosses tectoniques où il a été protégé de l'érosion.

ABSTRACT

We study the stratigraphy and field mapping of the outcrops in the area bounding between the Cordillera Ibérica and the East part of the Guadarrama Mountains.

This outcrops are in its base metamorphic of doubtful age; The Paleozoic appears only as Ordovician, the Mesozoic appears complete except for an hiatus between the Liasic and the Cretaceous formations.

This materials are partially covered by Tertiary deposits, in transition between border facies and basin facies, of Miocene age, as well as a cover of probably Villafranchian age.

Tectonics of this area is of transition from the continental platform to the miogeosynclinal basin originating a decrease of the thickness towards the west. The Mesozoic appears in fossas where it has been protected from erosion.

ZUSAMMENFASUNG

Vorliegende Arbeit untersucht den Übergang der Iberischen Ketten zum Guadarrama-Gebirge. Das Hauptinteresse lag in der stratigraphischen Gliederung und deren kartographischen Darstellung.

Das Grundgebirge besteht aus metamorphen Gesteinen von unbestimmbarem Alter. Das Paläozoikum ist nur durch Quarziten und Schiefer des Ordovizium vertreten. Das Mesozoikum besteht fast vollständig nur mit einer Lücke zwischen Lias und Kreide. Das Tertiär überdeckt teilweise die mesozoischen Serien zunächst als Übergang zwischen Rand- und Becken-Fazies von miozänem Alter dann als Deckgebirge wahrscheinlich von villafranquiem Alter.

Die Tektonik stellt den Übergang der kontinentalen Plattform zum miogeosynclinal Becken dar, was eine Verringerung der Mächtigkeit der sedimentären Serien gegen Westen bedeutet. Das Mesozoikum liegt in Form von mehreren Graben vor, wo es gegen die Abtragung geschützt geblieben ist.