



IGME

20

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

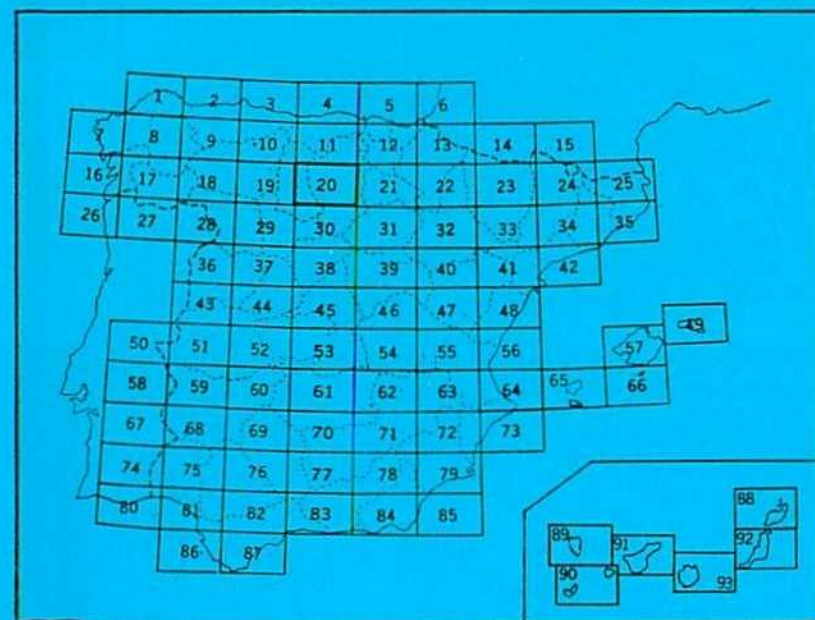
E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

BURGOS

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

BURGOS

Primera edición

Las opiniones sustentadas en esta Memoria son de la responsabilidad de los autores citados en la bibliografía, habiendo sido formada y redactada por la división de Geología del IGME.

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA
Editado
por el
Departamento de Publicaciones
del
Instituto Geológico y Minero
de España
Ríos Rosas, 23 - Madrid - 3

Depósito Legal: M - 28.572 - 1970

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1. INTRODUCCION

1.1. AMBITO GEOLOGICO

La Hoja n.º 20 se localiza en el cuadrante nor-oriental de la Cuenca del Duero, incluyendo en la esquina sur-oriental de la Hoja la parte occidental de la Sierra de la Demanda, y por el N., las estribaciones meridionales de la Cordillera Cantábrica.

1.2. PLAN DE LA MEMORIA

Dividimos esta Memoria en dos capítulos. El primero dedicado a la Estratigrafía, describiendo los terrenos por edades, de más antigua a más reciente, y considerando en algunos casos, por separado, los terrenos de la misma edad de diferentes áreas.

En el capítulo segundo hacemos una reseña de la evolución histórica y tectónica en los tres dominios geológicos que incluye esta Hoja: Terciario de la Cuenca del Duero, borde meridional de la Cordillera Cantábrica y mitad occidental de la Sierra de la Demanda.

Al final, incluimos la bibliografía utilizada.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. CAMBRICO — ORDOVICICO

2.1.1. Litoestratigrafía de las formaciones antecarboníferas en el Oeste de la Sierra de la Demanda

A partir de la observación de cortes estratigráficos, se ha construido la columna de los terrenos cámbrico-ordovícicos en el O. de la Sierra de la Demanda. Ver figura 2.1.1.-1.

Vamos a pasar a la descripción de los niveles diferenciados en esta columna litoestratigráfica, de abajo a arriba:

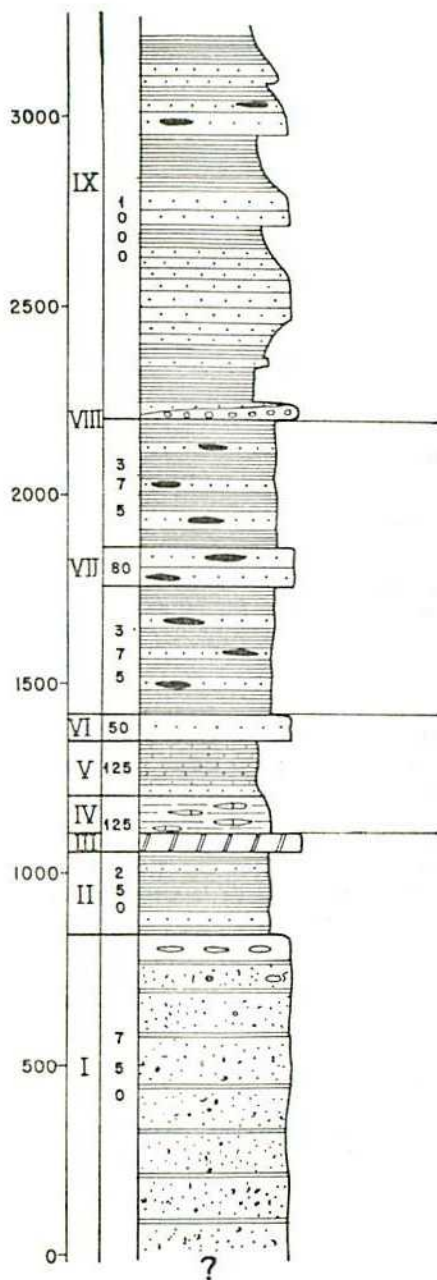


Figura 2.1.1.-1.
Niveles litoestratigráficos de las formaciones antecarboníferas del O. de la Sierra de la Demanda (según M. Colchen, 1969).

C_{A1} — Cámbrico Inferior - Georgiense

Nivel I

Las formaciones detríticas groseras de Barbadillo del Pez constituyen el primer nivel litológico. Se trata de areniscas groseras, arcósicas, con episodios conglomeráticos de color rosado, distribuidos en estratos, que llegan a veces a varios metros de espesor, en el interior de los cuales es frecuente observar estratificaciones cruzadas. Este nivel, de espesor aproximado de 750 metros, está limitado en su parte superior por un horizonte francamente conglomerático de color verdoso. Su límite inferior es desconocido.

Nivel II

Las finas alternancias, con predominio de esquistos, que afloran al S. de Riocabado, están inmediatamente sobre la arenisca de Barbadillo del Pez. Este nivel, de espesor aproximado de 250 metros, está situado entre el nivel I y la dolomía.

Su extensión geográfica es análoga a la del nivel precedente.

Nivel III

Este nivel dolomítico, de unos 15 metros de espesor (su espesor ha sido exagerado en el gráfico de la columna litoestratigráfica), ha sido observado en tres localidades: en las proximidades de Riocabado, Barbadillo de Herreros y Barbadillo del Pez.

C_{A2} — Cámbrico Medio - Acadiense

Nivel IV

Los esquistos con lentejones calcáreos que afloran al N. de Barbadillo de Herreros siguen inmediatamente a las dolomías del nivel precedente.

Su espesor es próximo a los 100 metros. No ha sido observado más que al norte de Barbadillo de Herreros. La presencia de lentejones calcáreos interestratificados en los esquistos verdes es su característica esencial.

Nivel V

Los esquistos verdes y las finas alternancias esquisto-areniscosas que siguen a los esquistos con lentejones calcáreos en el corte de la parte norte del río Pedroso, tienen 125 metros de espesor.

La presencia de bancos de areniscas les diferencian del nivel anterior.

Nivel VI

El primer nivel de arenisca masiva, en bancos de un metro o más de potencia, de color blanco con episodios rosados, se destaca netamente por encima de los niveles inferiores más blandos. Su espesor es de unos 50 metros.

Nivel VII

Este nivel corresponde a la serie de alternancias arenisco-esquistosas muy ampliamente repartidas en el oeste del Macizo de la Demanda. Está caracterizado por esquistos gris azulados y areniscas con nódulos limoníticos, que alternan en más de 900 metros, teniendo en la parte media un horizonte de arenisca de 70 a 80 metros de espesor.

OR — Ordovícico

Nivel VIII

Los conglomerados de elementos cuarcíticos, que están sobre la serie de alternancias al sur de Villorobe y cerca de la Casa de la Sierra, están estratigráficamente situados entre estas últimas y las formaciones de la presa del Arlanzón. Se trata de un interesante nivel característico.

Su pequeño espesor, algunos metros como máximo, y la intensidad tectónica que caracteriza este sector de la Demanda, son dos razones que pueden explicar la rareza de sus afloramientos.

Señalamos la presencia de rocas volcánicas en sills interestratificados, en algunos metros de este nivel de conglomerados.

Nivel IX

Las formaciones detríticas de la presa del Arlanzón representan el nivel más alto de la serie litoestratigráfica local. Su potencia es próxima a los 1.000 metros, siendo, aproximadamente, un tercio de la serie paleozoica antecarbonífera. Aparece como una serie detrítica muy regularmente estratificada, con horizontes areniscosos dominantes en la base, además de niveles alternantes de esquistos azules y de areniscas gris azuladas y de areniscas con nódulos limoníticos hacia la base.

Su límite superior es desconocido.

Así, esta serie paleozoica, cuya potencia total es superior a los 3.000 metros, se compone aquí todavía de unidades litológicas con dominio areniscoso. Los dos únicos niveles francamente carbonatados (nivel III y IV) tienen una potencia relativamente débil (125 metros) con relación al resto de la serie.

2.1.2. Edad de las formaciones antecarboníferas (Ver figura 2.1.2.-1)

Las formaciones antecarboníferas que constituyen el armazón de la Sierra de la Demanda están constituidas de terrenos precámbricos, cámbricos y ordovícicos inferiores.

Precámbrico.—No hacemos referencia, ya que queda al E. de nuestra Hoja.

Cámbrico.—Comprende las tres subdivisiones clásicas.


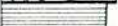
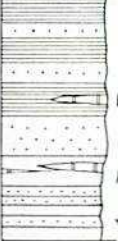







		ORDOVICICO		
		TREMADOCIENSE		
	10 Arenisca de Brieva y de Arlanzón			
	9 Congl. de Necutiu, Villorobe			
	8 Alternancias de Najerilla	SUPERIOR	CAMBRICO	
	7 Areniscas de Viniegra	MEDIO		
	6 Esquistos de Gatón			
	5 Colcoesquistos de Mansilla y Azarulla			
	4 Dolomia de Mansilla, San Anton	INFERIOR		
	3 Esquistos de Riocabado, San Anton			
	2 Arenisca de Puntón			
	1 Conglomerado de Anguiano			
	0 Esquistos filíticos de Anguiano		PRE-CAMBRICO	

Figura 2.1.2.-1.

Edad de las formaciones antecarboníferas (según M. Colchen, 1969).

Cámbrico Inferior.—Está representado por las series detríticas y carbonatadas, geométricamente bajo los esquistos calcáreos con trilobites del Cámbrico Medio. Termina la serie por el nivel dolomítico de Mansilla y de San Antón.

Cámbrico Medio.—Datado por fauna de trilobites. Empieza por un nivel de esquistos y calcoesquistos con *Paradoxides* sp; sigue con los esquistos y areniscas de Gatón con *Bailliella* af. *leivi* (MUN, CHALM y BERGERON), después las areniscas de Viniegra y los primeros niveles de alternancias de Najerilla con *Solenopleuride* sp y *Agraulos longicephalus* (HICKS).

Cámbrico Superior.—Datado por primera vez en España, empieza por el nivel de areniscas calcáreas con *Billingsella* cf. *Lingulaeformis* Nikitin, de la serie de alternancias de Najerilla. Estas se siguen durante varios centenares de metros y se han encontrado en horizontes distantes unos 350 metros *Prochuangia* y *Chuangia*, Trilobites de la primera mitad del Cámbrico Superior de Asia y de Oriente Medio.

Ordovícico Inferior.—Está evidenciado por la presencia en la base de la arenisca de Brieva, de Braquiópodos del Ordovícico Inferior, y es verosímil que esta arenisca y sus homólogos occidentales (arenisca de Arlanzón) sean del Tremadociense. Este piso empieza, aquí, por un nivel de conglomerados lenticulares, seguido de una serie esencialmente detrítica que aflora en el centro de dos sinclinales al SE. y al NO. del Macizo. Este Tremadociense es el piso más alto de las formaciones antecarboníferas de la Sierra de la Demanda.

2.2. CARBONIFERO

Westfaliense H₂C

Sobre el mapa geológico, las formaciones carboníferas afloran de modo discontinuo, y de E. a O. se puede distinguir:

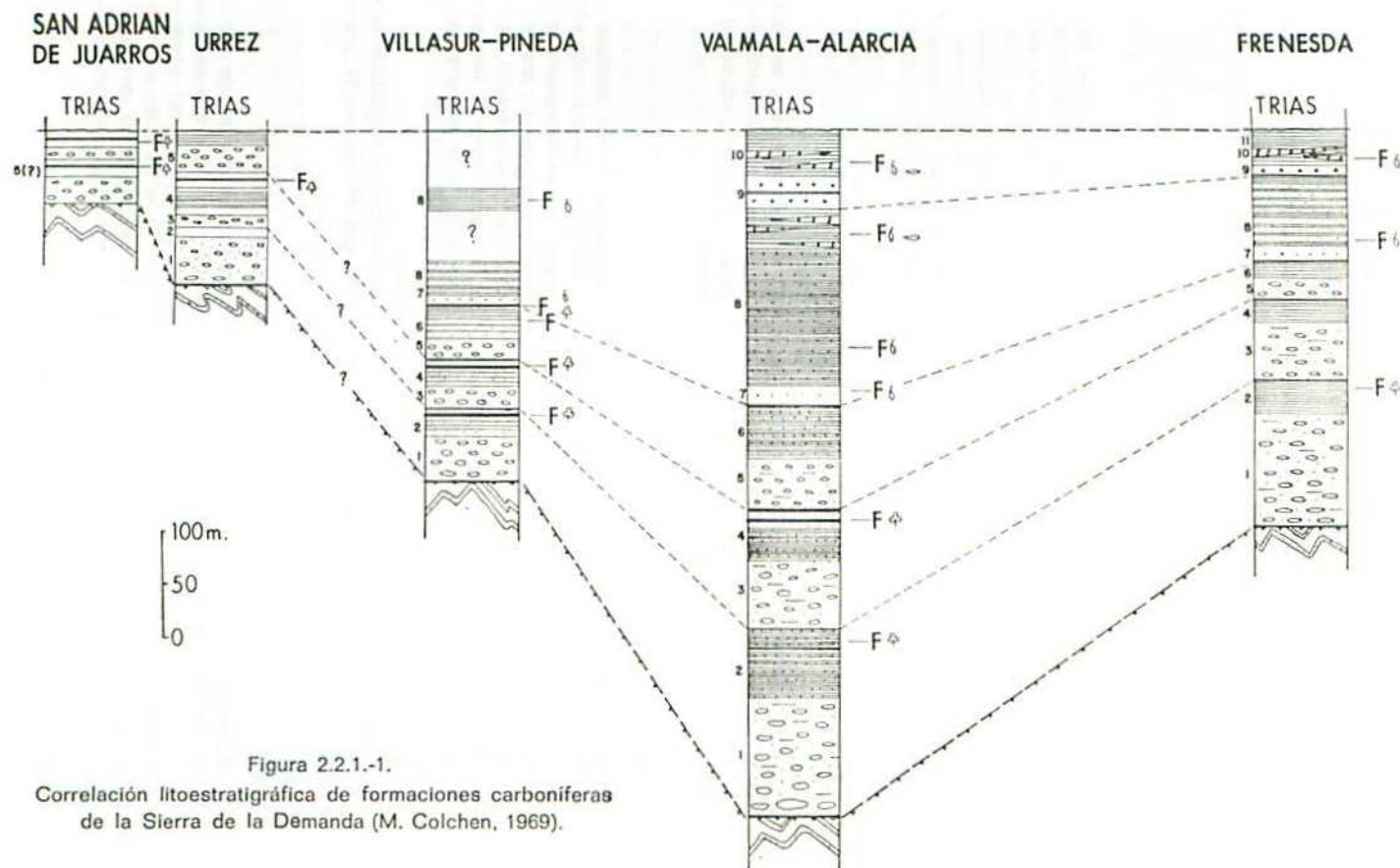
- Al NO. de la Sierra de la Demanda: las formaciones de Fresneda (inmediatamente al E. de la Hoja) y la de Valmala-Alarcia; bien visibles en estas localidades, están reducidas por razones tectónicas a una estrecha franja y a algunos testigos aislados debajo del Triás y del Infralías.
- En el O. de la Sierra de la Demanda: las formaciones de Pineda a Villaur, la formación del alto río Urrez, las de Villamiel y la de San Adrián de Juarros.

2.2.1. Correlaciones litoestratigráficas

Las diferentes columnas litoestratigráficas locales se representan en el cuadro adjunto (ver figura 2.2.1.-1) referidas a la base del Triás. La escala de alturas es la misma para cada una de ellas. Se aprecia claramente que los espesores de estas formaciones carboníferas varían de E. a O., siendo las de Valmala-Alarcia las de mayor espesor.

OESTE

ESTE



Las tres columnas de Fresneda, Valmala-Alarcia, y Pineda-Villasur presentan la misma sucesión litológica.

Se encuentran, en efecto, los tres niveles de conglomerados separados por alternancias de areniscas limosas y esquistos, el nivel de areniscas limosas (VII) y las alternancias con faunas marinas del nivel VIII. Los niveles IX y X no han sido observados más que al NO. del macizo, las malas condiciones de observación no permiten afirmar que exista en Villasur. El nivel XI, esquistos finos con «clayats», no ha sido visto más que en Fresneda.

Esta similitud en la sucesión litoestratigráfica permite considerar que estas formaciones son contemporáneas, y que las diferencias de espesor observadas son el reflejo de condiciones de sedimentación y de una paleogeografía sensiblemente diferente, que el estudio petrográfico permite precisar.

Las correlaciones con las formaciones del Río Urrez y de San Adrián son más delicadas de establecer. Estas representan el equivalente lateral de los niveles detríticos de base. Esto, que parece probable para las formaciones del Río Urrez, y más hipotético para las de San Adrián de Juarros, se confirma con datos bioestratigráficos.

2.2.2. Características litológicas y petrográficas

Las formaciones carboníferas, allí donde la serie es más completa, se componen de 11 unidades litológicas, teniendo, cada una, una fisonomía particular; pero constituidas de rocas esencialmente detríticas, las rocas carbonatadas están localizadas únicamente en la parte superior del conjunto.

Nivel I

Este nivel, esencialmente conglomerático, está constituido de bloques y cantos cuyo volumen puede sobrepasar el metro cúbico; dispuesto todo ello sin orden, los más groseros, de forma elíptica, están, sin embargo, sensiblemente paralelos los unos a los otros. Aparecen mejor clasificados en los horizontes superiores, donde se pueden distinguir lechos de conglomerados alternando con lentejones de areniscas groseras. De un modo general, hay una clasificación gradual netamente señalada, la zona de cantos más gruesos tiene una matriz muy grosera, no estratificada.

El conjunto tiene un color rosáceo muy característico.

Los bloques y cantos tienen las mismas características petrográficas que las rocas de las formaciones cámbrico-ordovícicas, que afloran en la proximidad.

Nivel II

Empieza por areniscas groseras mal estratificadas, que alternan de modo muy irregular con lechos de conglomerados con gravas. A medida que se sube en la serie, la estratificación se hace más manifiesta, las areniscas alternan con lechos esquistos-areniscosos, el conjunto constituye una serie de alternancias arenisco-esquistosas, distribuidas de modo secuencial. Cada secuencia elemental está constituida por un término de base arenisco-conglomerático

o arenisca grosera, bastante homogéneo, en el cual no se distingue ninguna discontinuidad estratigráfica, coronado por un término superior más heterogéneo, donde las areniscas groseras a finas, alternan de modo irregular con lechos arcillo-areniscosos de color más oscuro.

Los espesores de cada secuencia elemental son variables; los más frecuentes, entre 1 metro y 15 centímetros.

Nivel III

El segundo nivel de conglomerados está constituido de elementos detríticos de menor tamaño que los del nivel precedente, pero cuya repartición y naturaleza petrográfica son variables según los lugares.

Así, de un modo general, los elementos detríticos de este segundo nivel de conglomerados están en la parte occidental mal clasificados y distribuidos en sus estratos lenticulares irregulares, mientras que están mejor individualizados en Fresneda y en Valmala-Alarcia.

Nivel IV

Corresponde a la segunda serie de alternancias arenisco-esquistosas, que en Fresneda se suceden según secuencias bien individualizadas. Las características litológicas y petrográficas son idénticas a las del primer nivel de alternancias, con una desaparición progresiva del color rosáceo, y una mejor estratificación en los horizontes superiores. Numerosos fragmentos de tallos han sido observados en varios niveles, acompañados de algunas pinnulas de *Lilopteris*.

En Alarcia, este nivel se presenta con las mismas características, teniendo, además, cuatro capas de carbón, tres de las cuales han sido explotadas hasta estos últimos años en la mina situada cerca de la población. Cada vena de carbón está separada por areniscas groseras, pero no hay conglomerados.

En el O. este nivel tiene menos espesor y está peor estratificado e incluye igualmente numerosos episodios de carbón.

Nivel V

Este tercer nivel de conglomerados sigue bruscamente al nivel precedente. Los cantos que comporta son de forma redondeada y tienen generalmente una pátina gris, algunos episodios rosados se observan todavía en las areniscas groseras interestratificadas, pero de modo muy episódico.

La naturaleza petrográfica de los cantos es la misma que la de los niveles precedentes y es análoga a la de las formaciones cámbrico-ordovícicas que afloran al S. y al E.

Nivel VI

Este tercer nivel de alternancias está caracterizado por una sucesión de secuencias con términos del mismo tipo que los precedentes. Así, en Fresneda, en la parte media de este conjunto, se han podido distinguir, en tres metros,

19 secuencias sucesivas cuyo espesor va de 6 centímetros a 1 metro, para las cuales cada término de base aparece más homogéneo que el término superior.

La mayor parte de las rocas observadas incluyen numerosos fragmentos de plantas flotantes, pero raramente pinnulas, no siendo ninguna determinable.

Nivel VII

Este nivel está esencialmente constituido por areniscas microconglomeráticas en bancos de más de un metro de espesor, separados por delgados lechos arenisco-arcillosos. Se componen de los mismos elementos detríticos de las rocas precedentes; lo que las diferencian de las alternancias abajo yacentes, es la preponderancia de elementos detríticos distribuidos en secuencias más masivas, representados principalmente por sus términos de base.

Nivel VIII

Corresponde a las alternancias, cuyo espesor, próximo a 70 metros en Fresneda, es igual a 150 metros en Valmala. Estas alternancias están regularmente estratificadas según un dispositivo secuencial con dos términos; los términos de base tienen más espesor en el E. que en el O. Los términos superiores, que algunas veces pueden faltar en Fresneda, están, por el contrario, siempre presentes y con notable mayor espesor en Valmala. En detalle, la sucesión observada en Fresneda en la base de este nivel, muestra que en el conjunto los elementos detríticos están bien seleccionados, cada término de base está constituido por una arenisca fina micácea con arcilla, algunas veces con cemento dolomítico, que es predominantemente en las rocas de los términos superiores.

Los carbonatos que aparecen episódicamente en las alternancias del nivel V, están aquí siempre presentes, pero en proporción menor en Fresneda que en Valmala, donde están frecuentemente concentrados en nódulos y lentejones muy ricos en restos de organismos (principalmente Fusulinas).

Estos niveles, muy fosilíferos, incluyen abundancia de trazas, pistas y tubos, dispuestos paralelamente u oblicuamente a los estratos, que manifiestan la intensidad de la vida animal.

Nivel IX

Esta arenisca, en bancos decimétricos, que destaca netamente sobre las alternancias precedentes, es de microconglomerados con cantos poligénicos, cuyo diámetro no pasa de 2 milímetros. Están constituidos por cuarcita con textura indentada de cuarzo policristalino y monocristalino con extinción ondulante y limo arcilloso, en las cuales se observan cristalizaciones orientadas y una o dos esquistosidades. Más hacia arriba las rocas son esencialmente de areniscas monogénicas, que engloban algunos cantos líticos.

El cemento es como en las rocas de niveles precedentes, arcilloso-filítico, y frecuentemente oscurecido por numerosos gránulos de hierro los cuales se agrupan de modo discontinuo.

No hay carbonatos.

Este nivel está así caracterizado por rocas de granulometría más grosera que las de las alternancias yacentes, cuyos elementos se distribuyen de modo menos regular, si bien se puede distinguir un cierto número de secuencias cuyos términos superiores están muy reducidos y biselados por los términos de base de las secuencias siguientes.

Nivel X

Está esencialmente constituido de lentejones y nódulos dolomíticos interestratificados en los esquistos y areniscas de la misma facies que las del nivel VIII.

En Fresneda está coronada por un banco de areniscas groseras microconglomerática, que manifiestan una nueva reanudación de la sedimentación detrítica grosera.

Los lentejones dolomíticos son de espesor muy variable, desde algunos centímetros a un metro, su color es castaño y gris azulado en corte fresco. A simple vista se pueden distinguir numerosos fragmentos de Crinoides. Al microscopio la roca aparece muy heterogénea, constituida de fragmentos de organismos diversos en medio de los cuales se reconocen Crinoides, Braquiópodos, Gasterópodos, Lamelibranquios y Briozoarios.

El conjunto está dispuesto en lechos irregulares paralelos a la estratificación y está asociado a placas de dolomía microgranular que incluyen pequeños fragmentos de Equinodermos. El cemento englobante está constituido de dolomía mesogranular, en la cual están esparcidos granos de cuarzo y placas cloritosas. Estas rocas pueden ser consideradas como antiguas calcarenitas totalmente dolomitizadas.

Estas son rocas idénticas a las que han dado en Valmala, Fusulinas. Estos fósiles pueden estar acompañados de otros organismos o estar concentrados en muy gran número, constituyendo en ese caso nódulos con Fusulinas, en el interior de los cuales están dispuestas paralelamente a la estratificación. Estos nódulos con Fusulinas aparecen en la parte superior del nivel VIII.

Nivel XI

Este último nivel, visible únicamente en Fresneda, está constituido de esquistos muy finos con nódulos. Estos esquistos son de color gris azulado, y están muy finamente estratificados. Los nódulos, pues el tamaño no excede de dos a tres centímetros, tienen forma bastante irregular, algunos están dispuestos en un plano, paralelamente a los planos estratigráficos, otros son más esféricos. Todos están rodeados de una película gris negra de óxido de hierro y están compuestos de cuarzo y de micas envueltas en un cemento carbonatado muy compacto. Se trata probablemente de concreciones análogas a los «clayats», observados frecuentemente en la base de los estériles que coronan las vetas de hulla, y para las cuales E. ERHART sugería (H. ERHART, 1962) un origen edafológico. Conviene, sin embargo, señalar que estos esquistos con nódulos no incluyen carbón, ni ninguna traza vegetal.

2.3. TRIASICO

Hemos de distinguir el Triás que aflora en el mesozoico del borde meridional de la Cordillera Cantábrica (al N. de la Hoja) y el Triás del borde occidental de la Sierra de la Demanda (en el cuadrante sur-oriental de la Hoja).

En el Triás del N. de la Hoja (borde meridional de la Cordillera Cantábrica) sólo está representado el Keuper.

Sus afloramientos son todos diapíricos, aunque de distintas características. Existen chimeneas diapíricas, como la de Poza de la Sal o Salinas de Añana, o bien murallas, en relación con fracturas longitudinales, como al SE. de Montorio, etcétera.

Los materiales son arcillas abigarradas con yeso y hasta sal común. Predominan los colores rojo y verde.

En sus afloramientos más importantes van acompañados de ofitas (rocas diabásicas que en toda esta región acompañan al Keuper).

En el Triás del borde occidental de la Sierra de la Demanda se han localizado sedimentos pertenecientes al Buntsandstein y al Keuper, faltando el Muschelkalk en su facies característica de calizas dolomíticas, siendo este Triás de facies germánica.

TB — Buntsandstein

En la base, con conglomerados de cantos, casi exclusivamente de cuarcitas, procedentes del Cámbrico o del Carbonífero.

El resto son areniscas abigarradas, de colores rojizos verdes o grises alternando con arcillas.

Potencia aproximada, 100 metros (?).

Tk — Tkd — Keuper

Se apoya sobre el Buntsandstein. Está constituido por margas y arcillas abigarradas, con algo de areniscas y yesos; las arcillas y margas contienen jacintos de Compostela. En la parte superior de este piso se encuentran incluidas carniolas (Tkd).

Potencia aproximada, 100 metros.

2.4. JURASICO MARINO

L — Infralias (Retiense-Hettangiense?)

Se atribuye esta edad a una serie totalmente azoica, que comprende el siguiente grupo de estratos:

Bancos gruesos de calizas dolomíticas «celulares» u «oquerosas» (carniolas) de color gris, que forman el cuerpo principal de la serie.

Alternan con calizas y dolomías puras y compactas mejor estratificadas que las anteriores, y que a su vez están compuestas de laminaciones estratigráficas finas que manifiestan una estratificación característica.

Hacia el techo, la serie va perdiendo Mg de forma gradual y pasa insensiblemente al tramo superior, que denominamos Lías Calizo.

La potencia aproximada de este tramo es de 60 metros.

L — Lias Calizo (Hettangiense-Sinemuriense Inferior y Medio)

Comprende una serie de calizas algo dolomíticas en la base, muy bien estratificadas en bancos de 10 a 30 centímetros de espesor.

Los bancos quedan separados por «juntas» más o menos arcillosas, que no adquieren la categoría de «niveles» margosos.

La potencia aproximada es de unos 25 metros.

El color varía de gris castaño, en la parte inferior, a gris oscuro, en la parte media y superior.

L-J' Secuencia calizo margosa (Sinemuriense Superior-Bajociense Inferior)

Inmediatamente encima del «Lias calizo» viene una serie de potencia variable entre 110 y 130 metros, donde la fracción de margas con respecto a las calizas es muy importante, y llega a predominar en la parte media de la serie (Toarciense).

Se trata de una alternancia de calizas y margas de colores grises, que meteorizan generalmente a ocre amarillento.

Casi toda la serie pertenece al Lias, con excepción de su parte más superior, donde aparecen Ammonites del Bajociense Inferior.

Se trata de una alternancia de calizas y margas de colores grises que meteorizan, generalmente, a ocre amarillento.

Esta serie es muy rica en macrofauna (Ammonites, Lamelibranchios y Braquiópodos), que permite datar el Sinemuriense Superior, Pliensbaquiense, Toarciense y la parte inferior del Domeriense.

J' (inferior) Dogger calizo (Bajociense Medio y Superior)

El Bajociense Inferior presentaba ya una incipiente diferenciación del ambiente sedimentario por el carácter algo arenoso de sus estratos más superiores.

Durante el Bajociense Medio y Superior esta sedimentación propia de aguas agitadas se acentúa.

Este hecho va a quedar reflejado no sólo en el carácter arenoso de las calizas, sino también en la progresiva desaparición de la estratificación irregular de las calizas, que van a pasar a «calizas masivas» en la parte más superior del Bajociense.

A pesar de que la parte inferior de este conjunto presenta aún algunos niveles margosos, su potencia es tan insignificante que optamos por denominar esta serie como «Dogger-calizo» y cartografiarla como una unidad.

Bajociense Medio

a) Parte inferior

En el O. de la Sierra de la Demanda (Canales) comprende 6 metros de calizas compactas y grises sin intercalaciones margosas, cuyos bancos son de espesor reducido (2-10 cms.).

b) *Parte superior*

En el O. de la Sierra de la Demanda (Canales) se trata de 5 a 8 metros de calizas areniscosas de estratificación irregular.

Bajociense Superior:

a) *Perte inferior*

En el O. de la Sierra de la Demanda (Canales) 1-2 metros de calizas areniscosas de estratificación irregular, en bancos delgados.

b) *Parte superior*

Tramo de «calizas masivas» de unos 30 metros de espesor (Canales); aquí las calizas masivas están constituidas por trocitos de caliza angulosa y redondeados, cuyo parámetro máximo oscila entre unos milímetros y varios centímetros.

J' (superior) Secuencia arenisco-calizo-margosa (Bajociense Superior-Bathoniense-Calloviense-Oxfordiense)

Encima de las «calizas masivas» del tramo anterior se pierde aquella uniformidad litológica y sobreviene una facies más terrígena de calizas y margas que pasan lateralmente a cuarzarenitas de cemento calcáreo. A pesar de los aportes terrígenos, prosigue el ambiente marino.

Facies normal (Facies en el O. de la Sierra de la Demanda). Esta facies se encuentra distribuida por todo el O.; se trata de calizas y margas negras, sucias y fétidas, dispuestas en bancos relativamente delgados (10 a 20 cms.) a excepción de la parte más superior, donde se hacen más potentes y forman un «cejo calizo» de 10-20 metros.

Espesor aproximado de 100 metros.

2.4.1. Jurásico en facies Weáldica del borde occidental de la Sierra de la Demanda

Los materiales de la cuenca Weáldica constituyen potentes series de sedimentos continentales de ambiente deltaico, representados por una variada gama de conglomerados, cuarzarenitas, limos, limolitas, calizas y margas, que presentan colores muy vistosos y diversos.

Anteriormente a G. TISCHER, A. BEUTHER y F. KNEUPER, estos sedimentos fueron considerados de edad Cretácico Inferior en facies Weáldica. Comprobado el error, datados como jurásicos estos materiales, G. TISCHER denominó este sistema como facies Weáldica, queriendo señalar que es una facies Wealdense de sentido cronológico muy alto.

La facies Weáldica en la región que consideramos de nuestra Hoja está caracterizada por un ambiente paleogeográfico de máxima altura, tierra adentro, con sedimentos gruesos.

La sedimentación fue inquieta y discontinua, con frecuentes intervalos de desecación.

El ambiente era, pues, rico en oxígeno, predominando así el Fe_2O_3 como materia colorante.

El proceso sedimentario de la formación Weáldica ocurrió dentro del ámbito de un extenso delta fluvial, con influencias marcadamente continentales, y que estaría en conexión con el mar hacia E.-NE.

El depósito de los materiales fue «rápido en sentido geológico» y G. TISCHER lo ha calculado entre 10 y 30 millones de años como límites extremos.

G. TISCHER y A. BEUTHER agrupan los materiales Weáldicos en cinco grupos, teniendo éstos el valor de una sucesión cronológica solamente aproximada.

Describimos únicamente los grupos presentes en esta Hoja.

Grupo 1 ó Grupo de Tera.

Su base forma una superficie diácrona regional, que mientras que el sector SO. de la Demanda descansa sobre el Calloviense marino, en el flanco SE. de la misma Sierra aparece más tarde sobre el Oxfordiense marino.

En esta Hoja se encuentran representados de este grupo las facies G_{wc}^1 y G_{wq}^1 .

G_{wc}^1 — Es la denominada facies de las calizas en bancos.

G_{wq}^1 — Es la denominada facies normal. Su litología es de cuarzarenitas conglomeráticas y arcillas cuarzareníticas finas de color rojo.

Grupo 3 ó Grupo de Urbión.

Es un grupo fundamentalmente clástico.

Están representados en la hoja las facies:

G_{wq}^3 — Constituye una secuencia de cuarzarenitas y/o conglomerados, a veces con intercalaciones menos frecuentes de arcillas cuarzareníticas finas. Estas últimas son tanto más abundantes conforme nos desplazamos hacia el E., pero en este subgrupo nunca llegan a dominar sobre la proporción de las cuarzarenitas que las interestratifican.

G_w^3 — Facies conglomerática.

2.4.2. Facies Weáldica del borde meridional de las Cordilleras Cantábricas

En esta región, los depósitos del Cretácico Inferior en facies Weáldica corresponden a un conjunto muy potente que puede pasar de los 1.000 metros de espesor, que reposa muy a menudo sin discordancia angular observable sobre un Calloviense que representa la última etapa del Jurásico Marino. Localmente estos depósitos recubren directamente niveles más antiguos, algunas veces el Lías y el Infralías e incluso excepcionalmente el Trias.

Insensiblemente, estos depósitos pasan en la parte superior a una arenisca con fauna marina cenomanense.

En la cartografía de este área, en algunas zonas se ha diferenciado el Albense, pero en general tanto la carencia de fósiles como la similitud litológica no permite hacerlo.

Cuando es completa, la serie se divide naturalmente en dos grupos: un grupo inferior, de facies rojiza y calizas lacustres, y un grupo superior, detrítico, en el cual dominan las areniscas silíceas muy potentes.

Grupo inferior.

El grupo inferior comprende esencialmente pudingas abigarradas, arcillas con colores vivos y variados, areniscas generalmente subordinadas y calizas lacustres.

Los conglomerados que constituyen el elemento más característico y más frecuente, formado casi exclusivamente de gravas calizas de colores variados, gris más o menos oscuro, amarillo, rojizos. El cuarzo, que es excepcional en el tamaño de gravas, se encuentra por el contrario bajo forma de granos finos.

Localmente, ciertos bancos han proporcionado gruesos pisolitos calcáreos.

El tamaño de estos elementos es variable, pero no sobrepasa más que raramente del de una nuez, todos están, en general, perfectamente rodados; en algunos puntos, se muestran groseramente rodados y la roca toma entonces el carácter de una brecha.

El carácter más llamativo es su coloración, se presenta como un Mosaico de gravas de coloración variada.

Estos conglomerados forman bancos de poco espesor, cuya potencia raramente pasa los dos metros, bien compactos, o bien faltos de cohesión, fracturados o disgregados. Existen en diversos niveles de la serie, pero se encuentran sobre todo hacia la base, donde alternan con capas arcillosas.

Las arcillas son de colores variados, lo más frecuente rojas o amarillas, algunas veces grises, verdes o rojizo morado. Los nódulos ferruginosos no son raros. Se encuentran con preferencia hacia la base de la formación, entremezclados con conglomerados.

Las calizas son exclusivamente de origen lacustre, pero su textura es variable según los puntos. De un modo general, presentan una gran finura de grano, son de color gris ceniza o gris oscuro, casi negras, con una apariencia «sombria». Las drusas reemplazantes de calcita son frecuentes, así como los restos de Gasterópodos, igualmente de calcita.

Localmente estas calizas son pisolíticas, con pisolitos que llegan a tener tres centímetros de diámetro.

Estas calizas se intercalan algunas veces de lignitos en lentejones de poco espesor, o de delgados horizontes de arcillas hojosas lignitosas. Su fauna comporta Gasterópodos, siendo muy numerosos sus restos y difíciles de clasificar con algún rigor.

Las calizas consideradas pueden encontrarse en la base del grupo inferior bajo forma de pequeños bancos de algunos metros o más de espesor, pero donde verdaderamente tiene importancia es hacia el techo, donde constituyen un conjunto muy constante, pudiendo tener hasta 200 metros de potencia.

Grupo superior.

Contrasta con el grupo inferior por la naturaleza de sus sedimentos, por su potencia e incluso como veremos por su repartición. Las calizas lacustres, los conglomerados poligénicos abigarrados, tan frecuentes en el grupo inferior, están aquí completamente ausentes; las arcillas, incluso, son raras.

En conjunto, bajo su forma típica, está casi exclusivamente constituido por depósitos areniscosos.

Estos depósitos ofrecen, por otra parte, una gran variedad. Dominan las areniscas groseras con estratificación cruzada.

Aparecen gravas de cuarzo bien rodadas cuyo tamaño medio es de una gragea, rodeada de una arena silicosa más fina.

Estos materiales, verdaderas pudingas, friables, constituyen espesas masas, a las cuales la erosión ha dado aspecto ruiniforme; sin cohesión, se reducen a gravas y arenas que recubren el suelo y evocan el aspecto de una playa. Con ellos se encuentran otras más finas, generalmente mezclados con gran proporción de arcilla y más o menos ricas en mica. Estas son bastante blandas y recuerdan por su consistencia las molasas. La proporción de arcilla es, a veces, bastante grande. En su masa se ven a menudo lentejones o pequeños estratos de gravas. Mientras que las pudingas son, sobre todo, blancas o rosadas, las areniscas arcillosas ofrecen los tintes más variados, amarillos, rojos incluyendo regiones con tonalidades verdosas.

En este complejo se han señalado en algunos puntos trazas de azurita y malaquita e impregnaciones de asfalto, que han sido origen de investigaciones petrolíferas; las capas lignitosas se intercalan igualmente en la parte superior.

La repartición vertical de los diversos términos de la serie, varían de un punto a otro. En conjunto, las areniscas groseras y pudingas forman la masa principal del complejo, con intercalaciones más o menos importantes de areniscas finas arcillosas con colores vivos.

En la parte superior, sin embargo, y de un modo muy constante, se encuentran exclusivamente areniscas arcillosas finas, rojas o blancas, que acompañan lechos de arcillas micáceas hojosas, a menudo lignitíferas con impresiones vegetales y a las que suceden depósitos completamente análogos, pero con una fauna marina Cenomanense.

La potencia de los depósitos del grupo superior es muy grande y en ciertos puntos pasa de los 1.000 metros.

Desde el punto de vista paleontológico, el conjunto de este complejo es muy pobre.

2.5. CRETACICO

2.5.1. Cretácico Inferior

Albense del borde occidental de la Sierra de la Demanda.

Está representado en el anticlinal mesozoico de las Cuevas de San Clemente. En concordancia con el Bajociense, se encuentra una formación detrítica

integrada por una serie de pudingas y areniscas, arenas y cantos, y arcillas más o menos ricas en arena, de variada coloración, blanca, amarilla, roja y hasta vinosa, dominando la blanca en la parte superior y la roja en la inferior, que por su posición estratigráfica es atribuible al Albense, siendo ésta la única formación correspondiente al Cretácico Inferior en dicho anticlinal, lo que alarga considerablemente la laguna estratigráfica, que aquí va del Bajociense al Albense.

Espesor de más de 70 metros.

La composición es esencialmente silicea, arenas blancas muy puras, arenas más o menos cargadas de hematíes que las colorean de rojo o amarillo. Los cantos de pudingas, gravillas y cascajos son siempre de rocas cuarcíticas bien redondeadas, lisas y brillantes. En las inmediaciones del Jurásico las pudingas silíceas se hacen muy consistentes y alternan con delgadas capas de calizas más o menos arcillosas y con capas de caliza pisolítica con pisolitos de un tamaño de unos 10 milímetros, y aun mayores.

2.5.2. Cretácico Superior

Distinguimos en esta Hoja el Cretácico Superior del borde occidental de la Sierra de la Demanda y el Cretácico Superior del borde meridional de las Cordilleras Cantábricas.

Pasamos a describir los diferentes pisos en el borde occidental de la Sierra de la Demanda.

C₁ *Cenomanense*

Siempre en perfecta concordancia, y apoyado sobre las arenas albenses, aparece un nuevo tramo de margas y calizas margosas, todas ellas algo arenosas y con abundancia de fósiles.

En la serie dada por SAN MIGUEL en la zona de Mazariegos, aparecen:

Calizas arenosas con *Ostrea lignitorum*; Margas blanco-amarillentas grises con *Exogyras* y otros *Lamelibranchios* y *Equinodermos*; y también Margas amarillentas friables con *Acanthoceras*.

El conjunto tiene una potencia aproximada de 30 metros.

C_{2c}—C_{2m} *Turonense-Senonense*

Parece ser que el Turonense comienza por calizas y margas arenosas, aunque cartográficamente se ha diferenciado al comenzar los bancos de calizas.

En general son calizas duras, más o menos tableadas, que forman la cornisa de los anticlinales, desmantelada en su núcleo, con abundantes ostreidos y también Equínidos y *Lamelibranchios*.

A continuación y sin cambios litológicos aparentes, continúa el Senonense. Lo constituye una gran masa calcárea de unos 75 metros de potencia, cuya microfauna ha puesto de manifiesto la edad de los mismos.

Cretácico Superior del borde meridional de las Cordilleras Cantábricas.

C₁ *Cenomanense*

Se presenta formando las laderas en los núcleos anticlinales dismantelados, entre el crestón de las calizas turonenses y el núcleo constituido, generalmente, por la formación arenosa del Wealdico-Albense.

Está constituido por margas y calizas arenosas, con algunos niveles esencialmente arenosos. Su potencia oscila entre 60 y 100 metros.

En esta formación se ha encontrado numerosa fauna fósil, entre la que abundan: *Ostrea flabellata*, d'Orb.; *Orbitolina plana*, d'Arch.; *Orbitolina cónica*, d'Arch.; *Rhynchonella cuvieri*, d'Orb. y *Hemiaster subtilis*, Lor.

Sus afloramientos, como bandas longitudinales de poca anchura, son numerosos en toda esta zona.

C_{2m}—C_{2c} *Turonense*

Es, sin duda alguna, el nivel más conocido, pues su tramo de calizas compactas forma característicos crestones, observables fácilmente en toda esta región.

Desde el punto de vista litológico se distinguen fácilmente dos niveles: el inferior, margoso, y el superior, calcáreo.

El tramo inferior está constituido por margas grises, entre las que se intercalan dos o varios niveles calizos.

El superior está integrado por calizas cristalinas de colores variados, pero predominando el gris. Son calizas bastante puras, que contienen Hippurites. Forman las crestas y cornisas más sobresalientes.

La potencia total suele ser de 200 a 250 metros.

Sus afloramientos ocupan una parte muy importante de estas alineaciones, y existen numerosos puntos en que éstos pueden ser reconocidos desde su base.

C₃ *Coniaciense*

Está constituido por un banco de margas de color claro, con algunos lechos calcáreos, con pequeñas ostras (*Ostrea plicifera*, Cog). Hacia el N. aparecen intercalados en estas margas algunos niveles calizos.

Potencia aproximada de 100 metros.

C_{4m}—C_{4c} *Santoniense*

Aunque varían algo las facies de una zona a otra, podemos decir que en la Hoja de Montorio (167) predominan calizas y calizas arenosas.

C₅ *Campaniense*

En general, el Campaniense está constituido por calizas arenosas de tonos rojizos, con numerosos hipuritidos.

Se intercalan niveles margosos más o menos rojizos.

2.6. OLIGOCENO

O_{sm} (Se localiza esta facies al N. de la Hoja.)

Sobre los materiales Cretácidos plegados, se produce una sedimentación rápida de materiales oligocenos en régimen continental y lagunar.

Forma una banda de areniscas y margas, que hacia arriba pasan a margas, margas arenosas y calizas margo-arenosas.

O_{cg} (Se localiza en el borde occidental de la Sierra de la Demanda.)

Se ha observado en el flanco S. del anticlinal de Cuevas de San Clemente y rodeando el anticlinal de Tejada (inmediatamente al S. de esta Hoja). Desde Espinosa de Cervera hasta el S. de Nebrada existe adosada a las calizas senonenses una formación de brechas de cantos calcáreos y matriz arcilloso-arenoso, rojiza, que buza de 5° a 15°.

Dicha formación presenta clara discordancia con las calizas cretácicas y también con una serie de arcillas y areniscas con algunos bancos de conglomerados y calizas blancas con fauna luteciense, tal y como puede observarse al quedar ésta al descubierto en las zonas de Espinosa de Cervera, Aranzo de la Miel, etcétera.

Está, pues, bien claro que la edad de ambas formaciones es completamente distinta, por lo que a esta última le atribuimos edad Oligocena, ya que su discordancia con los materiales miocenos es también patente.

2.7. MIOCENO

2.7.1. Facies marginales. M_{4p} Vindoboniense Inferior y Medio

Bajo esta denominación y con igual simbolismo en la cartografía, cabe distinguir diferentes facies, según el borde de la cuenca inmediata (ver figura 2.7.-1).

Facies Vega de Riacos-Alar del Rey

Es una facies marginal del Vindoboniense inferior, que se dispone como una estrecha franja, apoyada unas veces sobre el conglomerado oligoceno de la facies Cuevas, y otras directamente sobre el Cretácico de borde, con buzamiento siempre hacia el centro de la cuenca. Hacia el S. pasa lateralmente a la facies Grijalba-Villadiego.

Se compone de capas de arcillas muy rojas, arcilloso-arenosas, que alternan con otras de pudingas y conglomerados groseros cuarzosos de gran espesor (a veces hasta 10 metros), no muy consolidados, por su matriz de naturaleza también arcillosa.

Facies Pozo de la Sal

Constituye una facies detrítica de borde, con abundancia de conglomerados y areniscas que, aunque suavemente, buzan hacia el SE. y pasa lateralmente

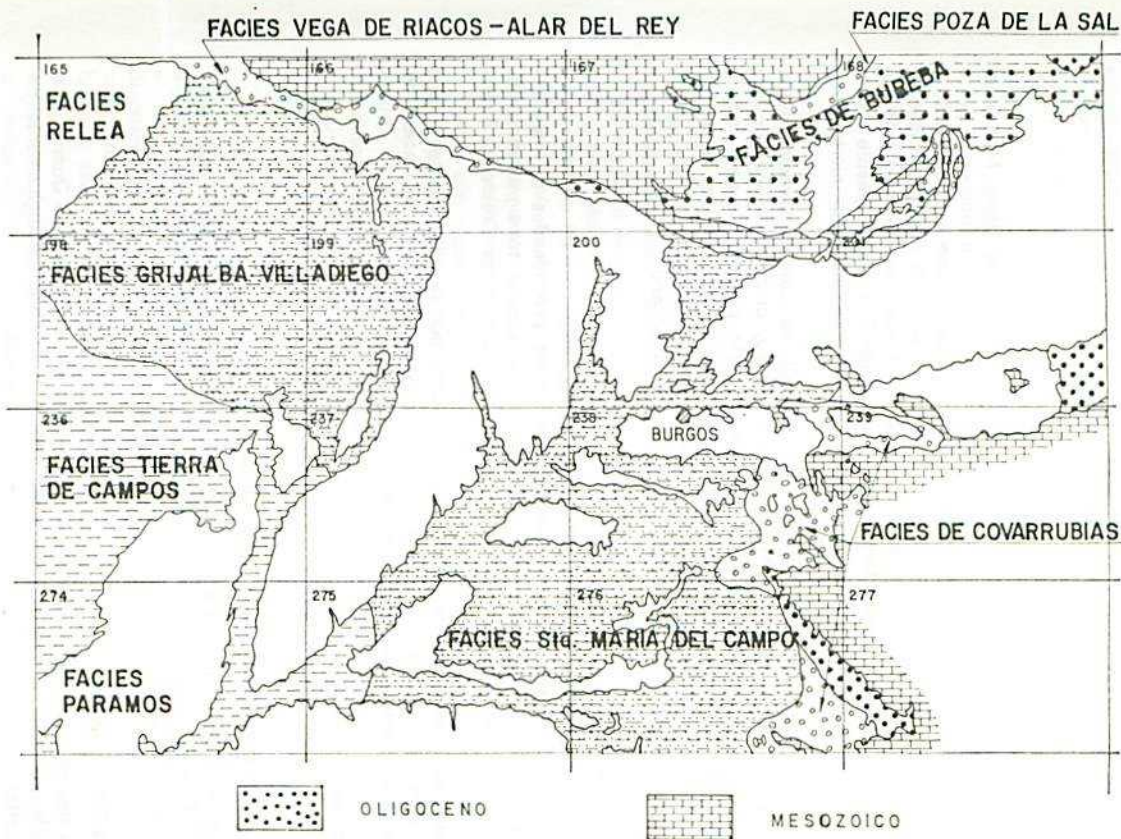


Figura 2.7.-1.

Esquema de distribución de facies del Mioceno, Hoja n.º 20 a escala 1:200.000 con la división en Hojas escala 1:50.000 (según informe de AEROSERVICE).

a la facies de Bureba. Está bien representada en Abajas y Bárcena de Bureba (167). Se asemeja algo a los conglomerados oligocenos, pero en general son más heterogéneos en cuanto al tamaño de sus cantos, y de colores ocres rojizos más claros y suaves que los de aquéllos.

Facies Bureba

Presenta características muy semejantes a las facies de Santa María del Campo y Aranda de Duero, con la particularidad de que, sobre todo en la parte superior y hacia el centro, los conglomerados que alternan con arcillas van desapareciendo hacia el S. a la vez que las arcillas van pasando a margas blancas, lo que en cierto modo da idea de una misma edad, que consideramos más reciente que la atribuida a esta facies en la cuenca del Duero propiamente dicha, pues esta región de La Bureba quizá constituye una subcuenca, con cierta independencia con respecto a la anterior.

Desde Lences hacia Carcedo de Bureba (168), se pueden apreciar estos cambios laterales de que antes hemos hablado. Es muy probable, aunque no hay razones paleontológicas que lo apoyen, que la parte superior de esta facies, representa un episodio sedimentario distinto al inferior, que hacia el centro de la cuenca se diferencia litológicamente (arcillas y margas blancas).

Esta facies se apoya transgresivamente sobre el Oligoceno.

Facies Covarrubias

Esta facies, hasta ahora, estaba dada como Oligoceno.

Son conglomerados calcáreo-silíceos, con cantos redondeados de muy diversos tamaños, de matriz arcillo-arenosa, que se apoyan transgresivamente, sobre las brechas calcáreas dadas como paleógenas o sobre Cretácico Superior.

Estas pudingas buzan muy poco, y precisamente por ser discordantes sobre las brechas oligocenas, las hemos dado como Mioceno Inferior en facies de borde, sin que esto esté completamente demostrado.

Sin duda alguna es una facies muy local, que no hemos podido comparar con otras. En todo caso presenta mayor semejanza con la de Pardavé-Lugan y Cuevas. Esta formación llega a tener más de 100 metros de potencia.

2.7.2. Facies centrales. M_{4a} Vindoboniense

Bajo esta denominación y con igual simbolismo en la cartografía, cabe distinguir, localizadas en diferentes áreas y con pequeñas diferencias en litología y coloración, tres facies sincrónicas:

Facies Tierra de Campos

Es una de las más características del Mioceno de la Cuenca del Duero, y se extiende por toda la comarca conocida por este nombre. Litológicamente se caracteriza por arcillas ocres amarillentas algo arenosas.

Constituye los valles o zonas bajas, intermedias entre los páramos y los lechos fluviales.

Facies Grijalba-Villadiego

Litológicamente esta facies se caracteriza por estar compuesta por arcillas rojas arenosas similares a la facies «Tierra de Campos», con niveles intercalados de pudingas, conglomerados y areniscas de no mucho espesor (hasta 5 metros), con cemento frecuentemente algo calcáreo. Uno de estos niveles, el más superior, forma una superficie erosionada por la red fluvial en la margen izquierda del Pisuega cubriendo una extensión relativamente grande en las localidades de Sotovellanos, Cañizar de Amaya, Quintanilla de Riofresno, Ventosa del Pisuega y otras próximas (165). Se puede contar con la posible existencia en profundidad de otros niveles detríticos de análogas características.

Facies Santa María del Campo

Son arcillas rojas y ocreas, entre las que se intercalan niveles de arenas y areniscas blancas, de granos de variable tamaño. Estas areniscas pasan a pudingas hacia las zonas de borde.

Estos materiales detríticos forman una serie de capas que se suelen repetir varias veces.

2.7.3. Facies margoso caliza del tramo intermedio — M_{4ma} , M_{4cm} y M_{4ca}

Esta facies se distribuye alrededor de la facies de margas yesíferas, siendo el paso de una a otra gradual.

1) M_{4m} — Pontienne y tránsito al Vindoboniense Superior

Está constituida, en general, por margas claras y calizas margosas.

2) M_{4cm} — Vindoboniense Superior — Pontienne Inferior

Constituye esta facies el tránsito en la región central y hacia el norte de la facies yesífera (M_{4cy}) siendo el paso de una a otra gradual.

3) M_{4ca} — Vindoboniense Superior

Nivel de arcillas que se localiza bajo la facies calcomargosa (M_{4cm}) y sobre la facies del tramo inferior (M_{4a}) en algunas localidades.

2.7.3.1. Facies margoso-yesífera del tramo intermedio

Vindoboniense superior-Pontienne. M_{4cy} —Margas yesíferas

En esta Hoja se localiza esta facies en el cuadrante sur-occidental y en la región de Briviesca.

En el cuadrante sur occidental alcanza gran extensión y constituye la «cuesta» de los páramos.

Litológicamente está constituida por un espesor que oscila entre 90 y 150 metros en el que se presentan margas blancas, margas con yesos, margas calcáreas y algunos niveles de calizas margosas e incluso algún pequeño nivel de arcillas.

El predominio yesífero se localiza en las inmediaciones de Palencia y al este de la misma (zona del Cerrato) donde además alcanza este tramo su mayor potencia; 150 metros.

En la zona de Briviesca y de Belorado, esta facies yesífera alcanza gran desarrollo y potencia y lo mismo que en la zona de Palencia, se hace calcárea en sus bordes.

En la región de Burgos, se presentan también algunos niveles de yesos, pero en el nivel inferior margoso, debajo de las arcillas rojas que forman la base de la Cuesta.

Parece ser que los depósitos yesíferos se encuentran en lo que debió ser la zona más profunda, durante la sedimentación química. La forma y distribución de esta facies, parece estar de acuerdo con la disimetría existente entre los bordes oriental y occidental de la cuenca.

2.7.3.2. *Facies Arcillosa*

Vindoboniense Superior-Pontiense M_{4c-5c}

Se localiza esta facies en el octante nor-occidental de esta Hoja. En el ámbito de la Cuenca del Duero se presenta casi exclusivamente al N., a partir del paralelo 42° 20' y al O. del río Pisuerga. Constituyen esta facies, arcillas rojas con algunos niveles de margas blancas y hasta calizas margosas.

Generalmente y por estar cubierta esta formación por depósitos diluviales y de «rañas» aparecen en la superficie de ésta una serie de cantos redondeados de cuarcitas que, si bien pudieran parecer constituyentes de las facies a que nos referimos, no son sino productos del arrastre de los materiales que constituyen las citadas «rañas». Esta formación cubre transgresivamente la del Mioceno inferior y a veces deja aflorar la facies de borde de este Mioceno detrítico, pero en otras ocasiones la cubre totalmente.

En esta Hoja, esta facies se conoce con el nombre de «Relea» y muestra un porcentaje de sedimentos detríticos mucho menor que en la Hoja n.º 19, aumentando en cambio la proporción de margas. Es muy similar a la facies «Tierra de Campos» de la que se diferencia por un tono más amarillento de las arcillas y la existencia de niveles de areniscas y margas.

2.7.4. *Calizas de los Páramos. M_{5cc} — Pontiense*

Formando la superficie de los páramos, cuya altitud oscila entre 900 y 1.000 metros (s.n.m.) existe un banco de calizas cuyo espesor oscila entre 1 y 30 metros. La mayor potencia de estas calizas coincide generalmente con la región en que las facies yesíferas poseen también mayor potencia.

Estas calizas son blancas o grises muy claras, algunas veces algo térreas y margosas, y otras muy compactas y algo pisolíticas. En general son cavernosas y con frecuentes geodas de calcita. En la superficie de los páramos constituidos por este tipo de calizas, abundan las arcillas rojas de decalcificación. En la región oriental de la Cuenca del Duero estas calizas se apoyan sobre las formaciones mesozoicas, y muestran en su base arcillas rojas y a veces arenas y conglomerados.

La edad de estas calizas es claramente Pontiense, aunque esto no quiere decir que comprendan todo este tramo, pues, al parecer, parte del tramo anterior también debe pertenecer a esta edad.

2.8. PLIOCENO

Depósito de Rañas — PL. Plioceno

Estos depósitos están constituidos por cantos de cuarcita redondeados con arcillas sabulosas rojizas y arenosas. Su potencia es muy variable, pues mientras en el centro de la Cuenca (alrededor de Palencia) sólo tiene 1 a 5 metros de espesor, hacia el norte esta formación adquiere una potencia que llega a sobrepasar los 20 y 30 metros.

Constituyen también la superficie de los páramos situados en la región septentrional y se apoyan indistintamente sobre las facies y tramos miocenos anteriores. Se distribuyen por la región de León y N. de Palencia, donde alcanzan su mayor extensión. En general, no están todos constituyendo una misma superficie, sino que existen varios aterrazamientos, como así se puede observar en San Cebrián de Campos.

A veces, por semejanza litológica con las terrazas fluviales, pueden confundirse con ellas; pero existen algunas razones morfológicas que permiten diferenciarlas.

2.9. CUATERNARIO — Aluvial

Incluimos en esta datación, y como tal se encuentran cartografiadas, las terrazas de los ríos y el aluvial reciente de los mismos. Dado el clima actual de precipitaciones en invierno (principalmente en las montañas) con crecidas en los ríos, el poder erosivo de éstos llega incluso al transporte de gravas. La sedimentación se produce en lugares de pequeño gradiente topográfico del valle fluvial y en las salidas de los barrancos.

3. GEOLOGIA HISTORICA Y TECTOGENESIS

3.1. RESEÑA, DE HISTORIA GEOLOGICA Y TECTOGENESIS, SOBRE EL AREA OCCIDENTAL DE LA SIERRA DE LA DEMANDA

Se pueden distinguir varios grandes períodos en la Historia Geológica de esta región; períodos cuyos límites nos son precisados por las grandes discordancias.

El primero va del Precámbrico al Westfaliense; se caracterizó por una abundante sedimentación detrítica en relación con débiles movimientos epigénicos, y termina por un plegamiento y metamorfismo de las rocas.

El segundo va del Westfaliense al Oligoceno Superior o al Mioceno: fue un período de sedimentación, y de epigénesis, además de plegamiento, pero con modalidades muy diferentes de las precedentes.

El tercero va del Mioceno a la actualidad; viene a modelar por etapas sucesivas la presencia actual de la Sierra de la Demanda, llamativa en el contexto geológico del norte de España.

Del Precámbrico al Westfaliense

Si ha sido posible colocar un límite entre el Cámbrico y el Precámbrico, este no aparece como una discordancia clara. Por el contrario, la que separa el Paleozoico Inferior del Westfaliense es importante. Este, reposa en fuerte discordancia sobre un substrato plegado y metamorfozado.

Dos etapas se distinguen:

La primera, anterior al plegamiento y metamorfismo, es un período de sedimentación y epirogenesis.

La segunda aparece como un período de tectogenesis y de metamorfismo.

Sedimentación y epirogenesis

En concordancia aparente encima de las formaciones precámbricas —esquistos areniscos—, se encuentra una potente serie sedimentaria esencialmente detrítica.

Se distinguen las siguientes fases:

1.º) Depósito de material detrítico en relación con una sedimentación transgresiva que se traduce por la superposición de conglomerados, con elementos esencialmente cuarzosos, areniscas groseras, alternancias arenisco-esquistosas en un medio de sedimentación de tipo epicontinental.

Esta fase sedimentaria transgresiva señala el empuje del Paleozoico. Se puede referir esta fase al Cámbrico Inferior, ya que unos 150 metros encima hay unos esquistos verdes con *Bailiella* cf. *levyi* de la parte media del Cámbrico Medio.

2.º) La sedimentación se sigue con el depósito de carbonatos alterado epizódicamente con la llegada de material detrítico en un medio de sedimentación epicontinental, localizado en el Cámbrico Inferior; se prosigue hasta la parte media del Cámbrico Medio.

3.º) A la sedimentación carbonatada precedente sucede una nueva sedimentación detrítica, en la cual se pueden distinguir tres fases:

a) La primera empieza en el Cámbrico Medio y se sigue durante todo el Cámbrico Superior.

b) La presencia de conglomerados en lentes interestratificados, confirma la existencia de movimientos en un período situado en el límite entre el Cámbrico Superior y el Ordovícico Inferior. Estos conglomerados son, así, los términos de una segunda fase sedimentaria.

c) La sedimentación se prosigue y parece terminar por el depósito del Tremadociense, con nuevas formaciones detríticas de la misma facies que las del Cámbrico Superior.

Durante todo este periodo esta sedimentación ha estado momentáneamente alterada por erupciones de rocas volcánicas (tobas albiticas, diabasa-dolerita y microdiorita).

Del Westfaliense al Mioceno

Después de los trastornos precedentes, la sedimentación no va a reanudarse en esta región hasta el Westfaliense Medio, que en el NO. y en el O. del macizo reposa en discordancia muy neta sobre diferentes términos del Paleozoico Inferior.

Esta sedimentación se va a efectuar en un dominio parálico establecido al NO. y al O. del macizo cuyas partes centrales y orientales estaban emergidas. Esta sedimentación será de tipo molásico y se distribuirá en varias zonas:

Una zona deltaica recorrida por una red fluvial muy móvil.

Una zona de plataforma epicontinental subsidente donde la sedimentación era más regular.

Una zona más pelágica alimentada por elementos detríticos bien seleccionados.

Los terrenos emergidos de donde provenían estos elementos detríticos, correspondían al actual Macizo de la Demanda, ya que la composición de los elementos detríticos es idéntica a la de las rocas cámbrico-ordovícicas que afloran en la proximidad.

La repartición de estos elementos detríticos, según cinco megasecuencias sucesivas, revela los límites de las tres zonas paleogeográficas precedentemente señaladas.

La primera puede ser relacionada al Westfaliense B Superior-Westfaliense C Inferior, como lo atestigua la presencia de *Pecopteris wolkmanni*, *P. lobulata*, *Alethopteris davreuxi*.

La segunda al Westfaliense C-Westfaliense D Inferior, con especies características como *Pecopteris dufayi*, *P. precyathea*, *Alethopteris ambigua*.

La tercera al Westfaliense D, con, entre otras, las especies: *Pecopteris ambigua*, *P. camertonensis*, *Neuropteris ovata*.

La cuarta y quinta megasecuencias no pueden ser datadas con tanta precisión, pues las faunas recogidas tienen una repartición estratigráfica más amplia. Las indicaciones aportadas por los Braquiópodos: *Productus gruenewaldt*, *P. galla tinensis*, *Spirifer strangwaisi*; y los Foraminíferos: *Fusulina cylindrica* vari. hispanica y *Hemigordius*, permiten sin embargo atribuir una edad Moscoviense Superior.

Situada en el contexto nord-ibérico, la parte occidental de la Sierra de la Demanda parece tener una historia Westfaliense análoga a la de Asturias y de los Montes Cantábricos, si bien los movimientos del substrato herciniano fueron aquí menos amplios y menos importantes que lo eran más al O.

Del Mesozoico al Cenozoico Inferior

El periodo que ha precedido al depósito de conglomerados y de areniscas rojizas del Trias y sigue al del Westfaliense Superior no ha dejado ningún término

estratigráfico. Pero dada la débil discordancia que separa estos dos sistemas se puede suponer que ningún trastorno de importancia ha tenido lugar.

En el Trias, la Sierra de la Demanda estaba probablemente parcialmente emergida, como manifiestan los cantos de material paleozoico de los conglomerados de base. Su forma redondeada, su pequeño tamaño, sugieren por otra parte que su depósito ha estado precedido de un largo período de «desgaste» de estos materiales que podría corresponder en parte al hiato precedente.

El mar, desaparecido después del Westfaliense Superior, vuelve en el Lias, en una época difícil de precisar; el primer nivel marino datado por Ammonites es el Sinemuriense (zona con *Equioceras rari costatum*) pero está precedido de un nivel rico en restos de conchas de bivalvos indeterminados.

La sedimentación marina parece proseguir con vicisitudes hasta el Callovienense con Macrocephalites, que en el borde norte constituye el último nivel marino del Jurásico. Hay a continuación una emersión total hasta el Cenomanense. Este episodio continental está caracterizado por sedimentos de facies diversas visibles actualmente en la periferia del macizo y que están en relación con el Wealdico.

La sedimentación marina reaparece con el Cenomanense y prosigue hasta el Santoniense con Lacacinas, en los diversos afloramientos al NO. del Macizo, en los alrededores de Alba.

TECTOGENESIS

Después de este largo período sedimentario y epirogénico ha sucedido una nueva fase de tectogénesis, cuyas características y modalidades son notablemente diferentes de las que han precedido al Westfaliense.

Se trata esencialmente de la formación de un pliegue de fondo individualizado a partir de las formaciones antecarboníferas que constituyen la estructura de la Sierra de la Demanda.

Este pliegue de fondo no ha tenido una estructura homogénea, sino que está independizado en varios bloques delimitados por grandes fracturas que se pueden agrupar según tres sistemas principales.

Un sistema NO.-SE., muy bien definido al NE. y al O. del Macizo.

Un sistema NE.-SO. visible al NO. y en el borde N.

Un sistema sensiblemente E.-O. correspondiente a las grandes fracturas del N. y del S.

Las orientaciones de estas fallas que han determinado las de los bloques que ellas delimitan, han removilizado las de las estructuras ante-westfalienses, condicionando éstas la tectónica posterior.

Los accidentes observados permiten distinguir dos clases de estilos tectónicos: el del zócalo por una parte y el del revestimiento por otra.

El zócalo: la estructura heterogénea es el reflejo de su comportamiento. En la parte occidental la tectónica es característica de un sistema de extensión. En el borde norte, por el contrario, donde la fracturación es más intensa, los diferentes bloques funcionarán como un sistema en compresión. El resultado se traduce en la presencia de «escamas» del zócalo alargado según direcciones sensiblemente E.-O.

El revestimiento, compuesto de varios niveles litológicos superpuestos de competencia diferente no ha reaccionado de modo homogéneo a las solicitudes del zócalo.

Los conglomerados westfalienses y triásicos persisten estrechamente solidarios al zócalo sobre el cual aparecen adheridos como un tegumento.

Las formaciones jurásicas, por el contrario, despegadas por encima el Keuper, están generalmente desolidarizadas del substrato, se pliegan por su propia cuenta, pero según direcciones paralelas a los accidentes del borde del macizo y con un estilo cuyas variaciones laterales están en estrecha relación con los movimientos de bloques y «escamas» del zócalo. Es este el resultado de una tectónica muy a menudo de pliegues de revestimiento.

En el borde N. de la Sierra de San Lorenzo, ésta ha podido evolucionar localmente hacia una tectónica de cobertera, en el Cerro Penalva concretamente, donde el Jurásico está afectado por numerosos pliegues amontonados sin ninguna conexión con los accidentes del zócalo.

Las interacciones entre el zócalo y su revestimiento, hacen que la orientación y el estilo de las estructuras observadas en este último sean diferentes según los entornos.

En el O., S. y E., se trata lo más frecuentemente de dispositivos monoclinales inclinados hacia la periferia del macizo por escalones sucesivos.

En el borde norte, los estilos y estructuras cambian muy rápidamente de un sector a otro.

Este borde norte tiene así una estructura heterogénea adquirida desde los primeros movimientos pirineo-alpinos ante miocenos, en una época cuya edad no ha podido ser precisada a falta de argumentos estratigráficos.

Del Mioceno a nuestros días

Este periodo está caracterizado por una sedimentación continental de tipo molásico en relación con los movimientos epirogénicos del Macizo de la Demanda y de la Llanura del Ebro. El hundimiento del bloque del Ebro localizado verosíblemente, en el final de los periodos precedentes se sigue y acentúa en el Mioceno.

Simultáneamente la Demanda proseguía su movimiento de emersión, los relieves así creados eran erosionados y los productos de esta erosión se depositaban en los bordes inmediatos del macizo. Las relaciones geométricas observadas entre las estructuras individualizadas en las formaciones secundarias y entre éstas y las formaciones terciarias revelan una sucesión de movimientos epirogénicos de amplitud variable según las épocas. Algunas veces estos movimientos eran relativamente débiles, los relieves eran solamente rejuvenecidos, lo que se traducía por una actuación de la sedimentación conglomerática como demuestra la superposición de varias megasecuencias en la formación de Ojastro.

Al esquema del primer tipo, se pueden relacionar los depósitos de las formaciones de Ojastro (Oligoceno Superior probable-Mioceno), después los conglomerados de Santurdejo (Mioceno Superior) que reposan en ligera discordancia sobre los precedentes, el conjunto constituye las estribaciones septentrio-

nales del Macizo de la Demanda; y por último las rañas (Plioceno-cuaternario) que al NW. y al SW fosilizan todos los pliegues y accidentes.

A un segundo tipo corresponde el estilo en escamas de la mayor parte de las estructuras individualizadas en las formaciones secundarias del borde N., el cual ha sido facilitado por la erosión que ha decapitado los elementos superiores de los pliegues y cuyas modalidades recuerdan localmente los ejemplos clásicos de la tectónica provenzal. Se traduce igualmente por el cabalgamiento sucesivo de las estructuras secundarias por encima de los conglomerados de Ojastro y por tanto de Santurdejo, y por el amontonamiento de estos mismos estratos sobre el contacto y su plegamiento en elementos con gran radio de curvatura.

Si se atiende a los movimientos que han provocado un rejuvenecimiento de las estructuras se pueden distinguir dos fases principales, la primera es posterior a los conglomerados de Ojastro, pero anterior a los conglomerados de Santurdejo (ante-vindoboniense?); la segunda es posterior a estos últimos pero anterior a las rañas (ante-villafranquiense?).

El borde N. de la Sierra de la Demanda, situado en el límite entre dos dominios de comportamiento epigénico opuesto, fue desde los primeros movimientos de emersión del macizo una zona muy inestable.

Esta inestabilidad, que se ha manifestado desde el Westfaliense, se prosigue durante todo el Secundario, el Terciario y se prosigue todavía hasta nuestros días.

En el Terciario, verosíblemente desde el Eoceno Superior u Oligoceno, estos movimientos epigénicos se hacen más importantes, provocando la fracturación en bloques del zócalo, la formación de escamas en el borde, y el plegamiento de su revestimiento secundario. Estas estructuras se verifican antes del Mioceno, actuando posteriormente, solicitadas por nuevos movimientos del sustrato. Las comprendidas entre el macizo primario al S. y los conglomerados terciarios al N. fueron así fuertemente comprimidos, compresión que se traduce por su formación de escamas, y una inflexión de los pliegues paralela a su contacto con las formaciones terciarias.

3.2. TECTONICA DEL BORDE MERIDIONAL DE LAS CORDILLERAS CANTABRICAS

Los accidentes tectónicos de esta zona están gobernados por dislocaciones del sustrato, con relación a las cuales el revestimiento ha tomado una cierta independencia localmente. Es lógico pensar en un despegue de la serie secundaria, a nivel del Triás.

Tectónica de la zona de Montorio-Briviesca

Al norte del anticlinal de Montorio, cuyo eje tiene dirección NO.-SE., y del de Quintanilla, Sobresierra-Hontomin, de dirección sensible O.-E., existe una serie monoclinal de buzamientos suaves hacia el N. y NE., que continúa hacia el N. con amplias estructuras.

Al sur de la gran falla de Urbel del Castillo-Montorio, las estructuras se aprie-

tan entre abundantes fallas, y forman un gran arco, cuya rama occidental, de dirección NO.-SE., llega a ponerse en dirección O.-E. para cambiar a dirección SO.-NE., y dirigirse hacia Buezo (168). Esta inflexión de los ejes se realiza al norte de Rioseras, en la Hoja de Burgos (200).

Existen numerosos asomos diapíricos en relación con fracturas y fallas, tales como las de Quintanilla de Pedro Abarca, todas las que rodean la falla al sur de Montorio, y ya, en la rama oriental, las de Salinilla de Bureba y Buezo. Abundan las fallas longitudinales con algunas transversales de menor desarrollo.

3.3. RESEÑA HISTORICO-GEOLOGICA DEL AREA TERCIARIA

En tiempos post-oligocenos se produce una elevación de los bordes de la cuenca con el consiguiente hundimiento de la zona central. El drenaje de la cuenca es hacia el S. (Estrecho de Burgos). Parece que la zona oriental de la cuenca, desde Valladolid-Palencia, hasta el borde, sería la de mayor profundidad.

Este movimiento va acompañado de un fuerte período erosivo y sedimentario, durante el cual los materiales procedentes del borde se depositan en la cuenca; este proceso alcanza gran desarrollo, llegando a colmar parcialmente las partes más bajas. Posteriormente se produce el endorreísmo de la cuenca.

Durante el Vindoboniense Superior y hasta el Ponticense, la sedimentación en la zona deprimida es de tipo químico fundamental con deposición de margas y yesos, estando en el centro la mayor concentración salina; las margas con episodios locales arcillosos, llegan a apoyarse en el borde oriental de la cuenca, que se constituye en borde del lago endorreico. Final del proceso es la formación de la caliza claramente Ponticense.

Pero mientras se producía esta sedimentación de tipo químico en el centro, el borde no ha dejado de erosionarse y aportar sus sedimentos detríticos, y más concretamente, el borde norte de la cuenca donde se reconoce una facies detrítica e isocrona al Ponticense central.

Colmada la cuenca hasta el Ponticense viene una basculación general, que a la vez que termina con el endorreísmo, facilita la salida de esta cuenca hacia el O.

Al principio, el poder erosivo de la nueva red hidrográfica, en busca de su perfil de equilibrio, provoca la erosión de gran parte de los sedimentos químicos; todo ello ocurría probablemente durante el Plioceno Inferior.

Durante el Plioceno Superior las condiciones climáticas han sido favorables para el depósito de las rañas.

En la región septentrional y oriental de la Cuenca del Duero los macizos se elevan, lo que da lugar a que los ríos, con gran poder erosivo, arrastren cantidad de materiales, que luego depositan a medida que pierden su energía al llegar a la zona miocena en donde el perfil está cercano a su equilibrio.

Con posterioridad a todo esto, la red actual ha erosionado esta raña y depositado sus materiales en los lechos principales.

BIBLIOGRAFIA

- COLCHEN, M. (1970): Thèse Géologic de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño). Espagne.
- CIRY, R. (1940): Étude Géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León y Santander.
- TISCHER, G., & MENSINK, H.; KNEUPER-HAACK, F.; DAHM, H.; BEUTHER, A.: Der Jura und Wealden in Nordost-Spanien. Hannover, 1966.
- Informe de AEROSERVICE para el I. N. C. sobre la Cuenca del Duero (1966).
- SAN MIGUEL, M. (1952): Sobre la constitución geológica del anticlinal mesozoico de Cuevas de San Clemente (Burgos). Notas y Comunicaciones del I. G. M. E., n.º 26.