



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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA



IGME

11

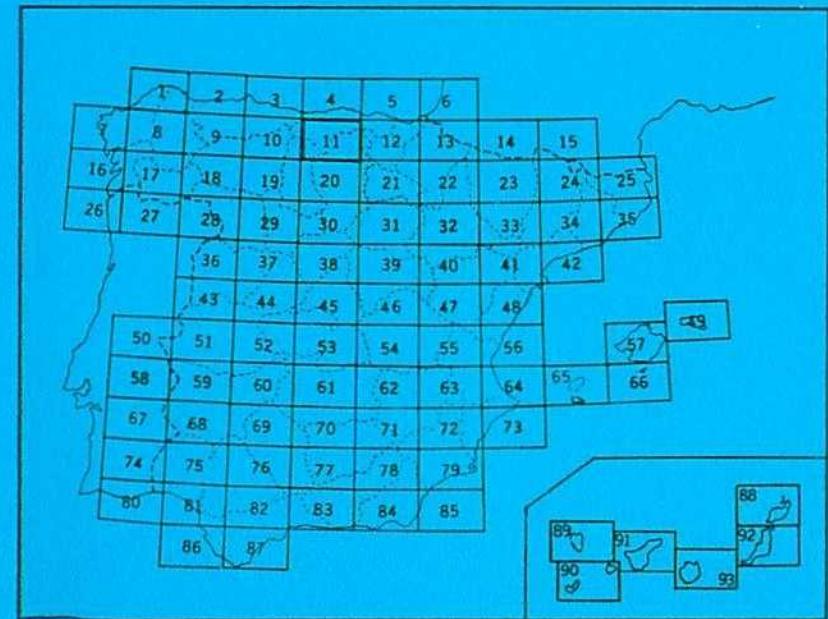
MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

REINOSA

Segunda edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

REINOSA

Segunda 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.

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

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

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

Depósito Legal: M-17.822-1980

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

1. SITUACION

La presente Hoja se sitúa al N. de la Península Ibérica, al S. de Santander, y abarca principalmente materiales mesozoicos de la Cordillera Cantábrica. En su parte O., asoma el extremo más suboriental de la gran mancha de materiales paleozoicos del NO. de España. El resto de la Hoja queda constituido por materiales mesozoicos y terciarios, pertenecientes a la gran Cuenca de sedimentación Cantábrica.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. PALEOZOICO

2.1.1. ORDOVICICO

El Ordovícico aflora únicamente en una pequeña mancha, en la esquina NO. de la Hoja, formando parte del núcleo anticlinal de la Sierra del Escudo de Caibuérniga. Se trata fundamentalmente de cuarcitas, con pequeñas intercalaciones de pizarras y areniscas.

2.1.2. SILURICO

Queda representado en el borde O., región del Pisuerga, en el núcleo anticlinal de Polentinos, correspondiente a la Formación Carazo, fuera de los límites de la Hoja.

Está constituido por areniscas con intercalaciones de pizarras; las areniscas son, en general, fuertemente micáceas y ferruginosas, existiendo capas de hierro oolítico. Aparecen restos mal conservados de Braquiópodos y Graptolites, considerados como probablemente del Silúrico Superior.

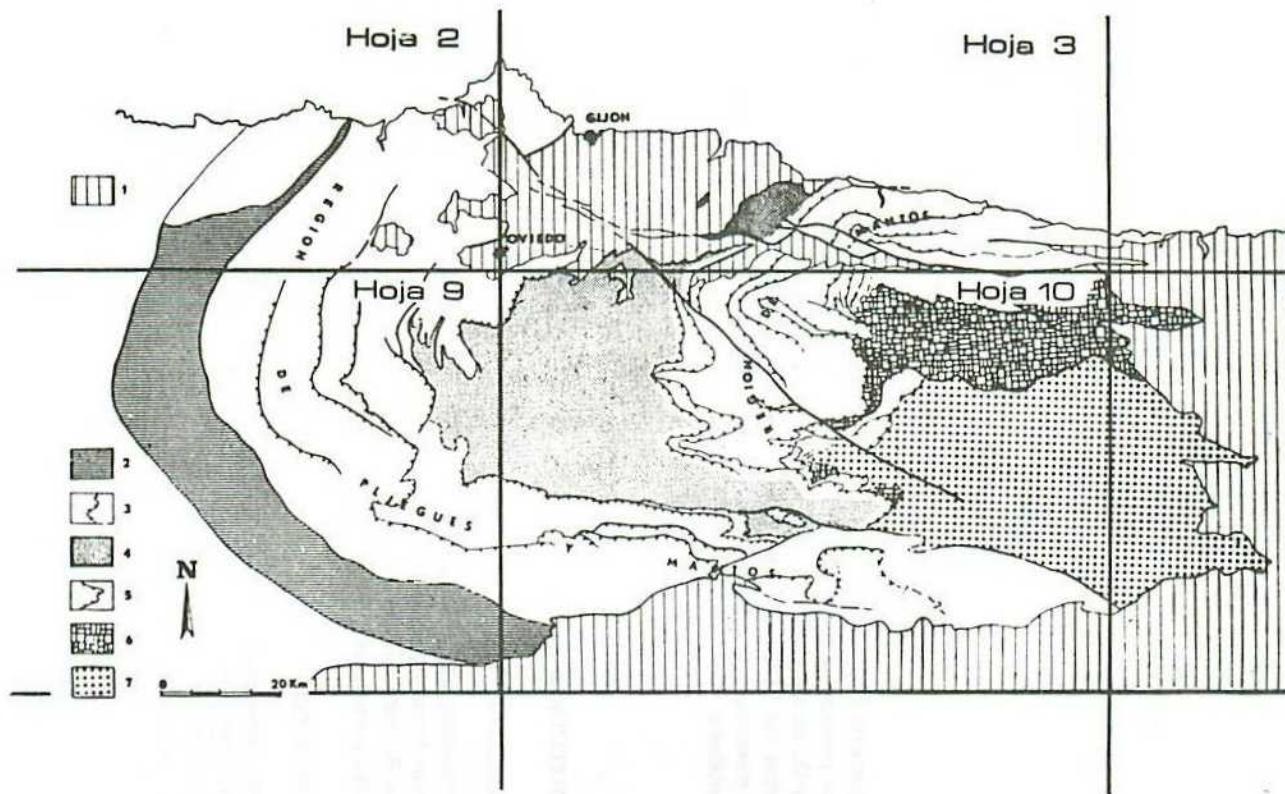


Figura 2.1.2.-1

Subdivisión de la Zona Cantábrica (según JULIVERT, 1967, *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo núm. 1) y posición de las Hojas núm. 2 (Avilés), núm. 3 (Oviedo) núm. 9 (Cangas de Narcea) y núm. 10 (Mieres).—1) Cobertina, Mesolito-Terciario. 2) Precámbrico del núcleo del Anticlinorio del Narcea. 3-7) Zona Cantábrica. 3) Región de Plegues y Mantos. 4) Cuenca Carbonífera Central. 5) Región de Mantos. 6) Picos de Europa. 7) Región del Pisuerga-Carrón.

Esta formación equivale a la de San Pedro Furada de la región de Pliegues y Mantos (Fig. 2.1.2.-1), donde el carácter de estas capas de tránsito Silúrico-Devónico fue reconocido por COMTE (1937). Ultimamente, CRAMER, estudiando el microplancton de varias formaciones del Paleozoico Inferior de la zona de San Pedro, equivalente a la Formación Carazo, ha encontrado *Veryachium carminae* CRAMER, *Baltisphaeridium pilaris* CRAMER, *Leiofusa cantábrica* CRAMER, *Exmochitina cingulata* (EISEN), etc., formas propias del Silúrico Superior.

2.1.3. DEVONICO

Se encuentra representado en pequeñas manchas distribuidas en los alrededores de Cervera de Pisuerga y San Cebrián de Mudá.

BROUWER (1964), distingue en el Devónico del ámbito cantábrico dos tipos de facies diferentes, que denomina: facies astur-leonesa y facies palentina. Esta última, que queda representada en la Hoja, se caracteriza por una alternancia de rocas carbonatadas y pizarras, conteniendo, además de fauna bentónica, fauna pelágica propia de un medio tranquilo aislado y de cierta profundidad.

Dentro de la presente Hoja, el Devónico aparece diferenciado en tres tramos, que guardan una equivalencia estratigráfica con otros tantos niveles dentro de la serie establecida por VAN VEEN (1965) para la región de facies palentina.

El tramo inferior, equivalente a la denominada Formación Carazo (BINNEKAMP, 1965), queda constituido por areniscas ferruginosas y pizarras con bandas masivas de cuarcitas en su mitad. COMTE (1959) y BINNEKAMP (1965), describen, respectivamente, faunas de Braquiópodos, en las cuales *Douvillina (Mesodouvillina) tricula* (FUCHS) y *Platyorthis-Verneuilli* (KONJNCK) permiten considerarlas como del Gediniense.

También se ha incluido en este tramo inferior la Formación Lebanza (ALVAREADO, SAMPELAYO, 1945), constituida por calizas arcillosas, con pequeñas intercalaciones de areniscas y pizarras en bandas finas hacia el muro y techo y bancos gruesos hacia la parte media. La presencia de *Hysterolites hystericus* SCHLOTHEIM, muestra un Siegeniense. COMTE (1959) y BINNEKAMP (1965) encuentran faunas de Braquiópodos con caracteres mixtos Gediniense-Siegenienses.

El tramo medio, Formación Abadía (BINNEKAMP, 1965) está constituido de areniscas, pizarras y calizas. La datación es proporcionada por la presencia de los Cefalópodos *Mimosphinctes cantábricus* (KULLMAN), *Anarcestes (Latanarcestes) noegerati* (V. BUCH), así como por los trilobites (ERBEN, com. pers. en Sitter, BOSCHMA, 1966) con *Comura (Delocare) sp.* y *Phacops (Reedops) broussi* (BARRANDE). Todas ellas apuntan una edad Emsiense-Couvinense para dicha formación.

El tercer tramo se halla constituido por calizas nodulares, cuarcitas y areniscas. Datado mediante Conodontos (*Polygnathus cistata* HINDE, *Palmatolepsis quadrautinodosa marginifera* ZIEGLER), se le atribuye una edad Frasnienense-Fameniense.

2.1.4. CARBONIFERO

El sistema Carbonífero presenta en la zona cantábrica gran complejidad. La sucesión estratigráfica difiere de unos puntos a otros, presentando gran variedad de facies y restos paleontológicos, existiendo varias discordancias dentro de la sucesión.

La sucesión Carbonífera correspondiente a la región del Pisuerga se ha subdividido en los siguientes grupos (KOOPMANS, 1962): Ruesga (aproximadamente Carbonífero Inferior - Namuriense), Yuso (aprox. Westfaliense) y Cea (Estefaniense).

2.1.4.1. Carbonífero Inferior - Namuriense

Dentro del grupo Ruesga, consideramos una unidad estratigráfica constituida por un conjunto de calizas nodulosas rojas, pizarras rojas y radiolaritas, denominada «caliza griotte» y también Formación Alba.

En esta unidad, cuando la sucesión es más compleja, puede distinguirse: una parte inferior de calizas nodulosas rojas, una parte media de pizarras rojas y radiolaritas y una parte superior nuevamente de calizas nodulosas que pasa gradualmente hacia arriba a la Caliza de Montaña. Esta unidad, en la región de Cervera, dentro de la presente Hoja, se caracteriza por una menor predominancia de tonos rojos. En el área de Barruelo-Mudá, la facies es de una caliza nodulosa gris.

El grupo Ruesga consta, además, de otras dos formaciones (DE SITTER, 1962; HELMIG, 1965; BOSCHMA, 1968). Una de ellas, constituida por calizas y denominada Formación Caliza de Montaña (SAVAGE, 1967; VAN VEEN, 1965), la cual tiene en la región de Cervera poco espesor, 30-80 m., y presenta rápidos cambios laterales de facies, dando paso a la Formación Cervera, que no sólo la sucedería en vertical, sino que sería también, según las localidades, su equivalente lateral. La Formación Cervera (BROUWER y VAN GINKEL, 1964), que equivale a la llamada «facies Culm» por la escuela de Leidem (DE SITTER, 1962; HELMIG, 1965), tendría, pues, un límite fuertemente diacrónico con la Caliza de Montaña.

Esta formación ocupa el borde S. de la cuenca del Pisuerga, entre Cervera y Mudá, extendiéndose al E. hasta Barruelo. Se caracteriza por una alternancia, de carácter muy monótono, de pizarras, pizarras calcáreas, areniscas de grano fino, con algunos caracteres de una sedimentación de tipo turbidítico. Aparecen también calizas arrecifales, grauwacas (litarenitas) y conglomerados, va-

riando estos últimos de espesor de 1-50 m. y adelgazándose hacia el O., donde se desarrolla la caliza biohémica.

Al N. de la cuenca, el grupo Ruesga se presenta con características análogas a la Formación Cervera.

En continuidad con la gran masa de caliza que forman los Picos de Europa, al N. de la Hoja, en Sierra del Escudo de Cabuérniga y al S. de Viérnoles, aparecen dos manchas constituidas por escamas de Caliza de Montaña, separadas por estrechas franjas de caliza. En el valle de Nansa, la Caliza de Montaña se pierde bajo los materiales mesozoicos, dispuestos sobre ella formando un anticlinal fallado en su flanco sur.

Por lo que se refiere a la edad, las dos formaciones superiores del grupo Ruesga (Caliza de Montaña y Formación Cervera), deben corresponder al Namuriense.

2.1.4.2. Westfaliense

El grupo Yuso, nombre propuesto por KOOPMANS (1962), se apoya discordante sobre el grupo Ruesga en algunos puntos. El tipo de sedimentación propia de este grupo es muy diferente del grupo Ruesga, ya que mientras éste presenta facies calizas o bien facies de tipo turbidítico, el grupo Yuso tiene facies molásica, presentando hacia el O. abundantes conglomerados, constituyendo la Formación Curavacas (ORIOL, 1876; KANIS, 1956), fuera de los límites de la Hoja.

Dentro del grupo Yuso, VAN VEEN (1965) distingue dos tipos de facies, una de ellas de conglomerados y otra de pizarras y areniscas con niveles marinos, incluidas calizas orgánicas, que a veces ofrecen carácter biohémico. La separación entre estas dos unidades no siempre es clara debido a que se acuñan una facies en otra. Los conglomerados predominan hacia la parte baja y las facies pizarrosas con episodios calizos hacia la parte alta.

El grupo Yuso es sin duda Westfaliense. Al NO. de Cervera, KANIS, VAN HOEFLAKEN y BRANTS encontraron flora dentro del nivel de conglomerados de Curavacas. Posteriormente, WAGNER y WISMSTRA realizaron nuevas recolecciones. La flora estudiada por WAGNER (1960-1966) resultó ser de edad Westfaliense B. Esto indica que el grupo Yuso empieza en el Westfaliense B y que, por tanto, existe una discordancia pre-Westfaliense B en este sector.

2.1.4.3. Estefaniense

Queda representado en esta Hoja en la depresión sinclinal de Areños-Herruela; sinclinal de Santa María de Redondo, al NE. de Areño, y finalmente en Barruelo y Peña Cilda.

De acuerdo con WAGNER (1967), hay que distinguir por una parte un tramo inferior constituido por materiales que comprenden parte del Westfaliense D

Superior y Estefaniense Inferior A, con paquetes hulleros alternando con niveles marinos, y por otra parte el Estefaniense B-C con ausencia de facies marinas. WAGNER (1966) piensa que existe una discordancia entre estos dos conjuntos.

El Westfaliense D-Estefaniense A queda constituido por pizarras, areniscas, capas de carbón y conglomerados, tanto siliceos como calcáreos; en él existen niveles marinos, como ya se ha indicado antes. Estos materiales han sido reconocidos en la parte oriental de la zona Cantábrica, tanto en la vertiente N. como en la vertiente S. de la Cordillera. Dentro de la presente Hoja se encuentran en el sinclinal de Casavegas, Areño y Barruelo, en correspondencia con la serie de San Felices, al O. de Herreruela y también en el sinclinal de Redondo.

Por lo que respecta al Estefaniense B-C, se caracteriza por la ausencia de niveles marinos. Está formado por sucesiones de conglomerados, pizarras con fauna limnica (*Leiaia baentsch*, BEYRICH), areniscas y carbón. Se encuentra bien representado en toda la zona Cantábrica. Dentro de la presente Hoja, forma la serie de Peña Celinda, al E. de Herreruela.

Las floras Estefanienses de la Cantábrica han sido recientemente estudiadas, en especial por WAGNER (1963, 1964, 1966); WAGNER y ALVAREZ RAMIS (1967).

2.2. MESOZOICO

2.2.1. PERMOTRIAS Y TRIAS

Dada la falta de precisión en lo que respecta a la datación de los materiales permotriásicos, éstos se consideran incorporados a los materiales del Triás Inferior.

Los materiales triásicos aparecen predominantemente en la mitad O. de la Hoja, estando estrechamente ligados a los bordes del macizo asturiano. Al E. quedan limitados a los asomos diajípicos de Poza de la Sal, Villasana de Mena y NE. de Villarcayo.

Comprenden en su parte inferior una potente serie detrítica, en parte probablemente permotriásica, discordante sobre diferentes niveles del Carbonífero y Devónico, constituida esencialmente por conglomerados cuarzosos, areniscas rojas, más o menos groseras y micáceas, arcillas y margas rojas esquistosas. Los conglomerados aparecen en la base de la serie, anticlinal de las Caldas, y en intercalaciones subordinadas en las sierras de arenisca abigarrada de Pico Cordel y Peña Labra. Al SO. de Reinosa se encuentran también gruesos bancos de conglomerado. Alcanzan estos materiales, tanto al N. como al O. de Reinosa, espesores de 800-1.000 m.

El Trias Medio, Muschelkalk (KARRENBERG, 1934), queda reducido a pequeños afloramientos en los alrededores de Reinosa. Está constituido por calizas negras y dolomías fundamentalmente, sobre las que se apoya el Keuper. El espesor oscila entre 30-40 m.

El Keuper presenta su facies habitual de margas y arcillas vivamente coloradas. En las margas es frecuente la presencia de yesos. Los afloramientos del Keuper se distribuyen, por un lado, en la aureola periférica del macizo asturiano, y por otro, los que aparecen a favor de accidentes tectónicos. Entre Reinosa y Mataporquera se presenta acompañado de numerosos asomos de ofita.

2.2.2. JURASICO

Se encuentra distribuido formando una aureola alrededor del macizo asturiano. Su mayor extensión la presenta desde Reinosa a lo largo del Valle de Besaya a Villacarriedo. En todo el resto de la región no existe más que en afloramientos de extensión reducida a favor de accidentes tectónicos.

Lo constituyen una importante serie de depósitos marinos de caracteres bastante constantes en toda la región, dentro de los cuales se pueden distinguir tres conjuntos; en la base, un complejo formado por calizas dolomíticas y carniolas consideradas como Retienses; un tramo medio, constituido por una potente serie en la que alternan calizas margosas y margas atribuidas al Liásico y Jurásico Medio, Lotharingiense-Bajociense Superior, y, finalmente, un tramo calizo representando el Bathoniense y Calloviense Inferior.

La transición entre el medio de depósito de tipo restringido del Keuper y el régimen francamente marino del Jurásico, se hace a través del complejo calcáreo-dolomítico infraliásico. La transgresión marina es acusada en el Lotharingiense sobre la provincia de Burgos y Santander. Los horizontes más antiguos que se han podido caracterizar contienen fósiles Lotharingienses y son muy calcáreos. El Lias más alto es margoso. El Domeriense Inferior presenta facies negras carbonosas, mientras que las capas superiores del Domeriense, la totalidad del Toaciense y el Aaleniense se hallan constituidos por margas azules y grisáceas.

En el Jurásico Medio se encuentran las facies calcáreas, al menos a partir del Bajociense Superior, que es muy fosilífero. Los niveles más altos, que contienen Ammonites, son aún calcáreos, bastante oscuros y pertenecen al Calloviense.

En los alrededores de Villacarriedo todos los términos de la serie jurásica aparecen presentes, del Domeriense Inferior, al menos, al Calloviense. El Lias es aquí margoso con *Amaltheus margaritatus*, *Paltopleuroceras Spinatum*, etc.; el Jurásico Medio y Superior, más calcáreo. En los alrededores de Reinosa el Dogger es margoso y rico en Ammonites. Hacia el SO. de la Hoja, en el techo

de la serie, un tramo calizo azoico masivo representa al Dogger y en parte al Malm. Se observa, pues, el cambio de facies en el Dogger de la zona SO., predominantemente calcárea, a la zona N. de Reinosa, donde abundan las margas y calizas margosas.

El tránsito de las calizas jurásicas a los materiales correspondientes a la facies Weáldica, tiene lugar (zona de Cervera, Becerril, Mataporquera) por intercalación de capas delgadas de arcillas rojas entre bancos calizos oolíticos, seguidos de una serie de arcillas, areniscas y conglomerados cuarzosos.

Las variaciones de potencia y facies dentro de todo el conjunto jurásico son muy pequeñas, lo que habla de una época epirogenéticamente bastante tranquila. Entre Reinosa y el Anticinal de las Caldas la potencia de todo el conjunto es de unos 400 m.

2.2.3. CRETACICO

2.2.3.1. Cretácico Inferior

2.2.3.1.1. Facies Weáldica

Está constituida esencialmente por una potente secuencia de carácter arcilloso-arenoso, en la cual la facies de arcillas rojas se desarrolla en la parte inferior, mientras que las areniscas carbonosas ocupan las partes altas. Se trata de una serie muy variable petrográficamente.

El límite superior de este complejo areníscoso-arcilloso queda bastante bien definido en toda la región, con la aparición dentro de los bancos superiores areniscosos de las primeras Orbitolinas. El cambio completo de facies lo aporta el mar Aptense.

En cuanto al límite inferior, observaciones hechas en la provincia de Santander permiten precisar la existencia de una serie lacustre o salobre intermedia entre el Calloviense marino y la formación weáldica areníscosa-arcillosa (P. RAT, 1961).

En las proximidades de Ramales de la Victoria, el complejo areníscoso-arcilloso no reposa directamente sobre el Jurásico marino. Está, en efecto, separado del Calloviense con Macrocephalites por una serie (I'_1 — G'_1), cuyo desarrollo progresivo es el siguiente, de abajo a arriba:

- Alrededor de 150 m. de lechos salobres, oscuros, calizos o margo-arenosos con Ostrácodos, Serpúlidos, Spirocyclinas, que se hacen corresponder con el «Serpulit» de Alemania y el Purbeckiense de Inglaterra.
- Alrededor de 200 m. de calizas órgano-detriticas, a veces arenosas, con Trocholinas y Briozaos, superpuestas a las margas con Ostrácodos y que se atribuyen al Valanginiense.

Los bancos con Briozaos aparecen de nuevo, cerca de La Vega de Pas, aunque mucho más cargados de material arenoso que en Ramales. Al NO., en

el Valle del Saja (Valle de Cabuérniga), bajo el complejo arenoso-arcilloso, aparecen calizas y margas con Carophitas y Ostrácodos, y margas. También al N. de la provincia de Burgos parecen estar presentes estos niveles inferiores, posiblemente sincrónicos con las capas con Carophitas y Ostrácodos de Cabuérniga y con los niveles salobres de Ramales.

En otros puntos la serie detrítica weáldica, siempre muy potente, recubre sin tramos intermedios el Jurásico marino. Al NO., al sur de Saja, en el límite de las formaciones cretácneas conservadas en el borde del macizo asturiano, en el Valle de Nansa, hay superposición directa de areniscas weáldicas sobre las calizas jurásicas.

Se puede diferenciar, dentro de la serie weáldica, un grupo inferior arcilloso-calizo, reposando sobre el Calloviano marino, y un grupo superior arenoso o areniscoso-arcilloso. Las formaciones atribuidas al grupo inferior parecen sensiblemente de la misma edad y contemporáneas del Purbeckiano. Lacustre en la provincia de Burgos (Aguilar) y cerca del macizo asturiano (Cabuérniga), el grupo inferior pasará hacia el E.-NE. a ser parcialmente marino (Ramales).

En la zona SO. de la Hoja, el complejo arenoso-arcilloso lacustre o subcontinental, reposando generalmente sobre el Jurásico, llega hasta las areniscas y calizas cenomanenses ricas en ostreídos. Aparece subdividido en: a) Un grupo inferior, no muy potente, con calizas lacustres predominantes, conglomerados y arcillas a la base, y b) un grupo superior detrítico constituido por areniscas siliceas.

En Bárcena del Ebro no aparecen las pudingas y calizas lacustres características del grupo inferior más meridional. Queda aquí la facies weáldica constituida por arcillas rojas con intercalaciones de bancos más margosos (G_1).

Al S. de Arroyo el Weáldico está ampliamente desarrollado. En la base están las arcillas rojas y al techo una potente serie detrítica arenosa. Los depósitos de base corresponden al grupo inferior de las regiones más meridionales, con las cuales están en continuidad.

La potencia de la formación varía notablemente, decreciendo hacia el SO. al mismo tiempo que cambia la composición litológica de los estratos.

2.2.3.1.2. Aptense - Albense - Cenomanense Inferior

De forma general, en toda la zona NE. de la Hoja, donde los materiales comprendidos dentro de este amplio conjunto litoestratigráfico alcanzan amplia representación, se diferencian, siguiendo fundamentalmente criterios litológicos, una formación de base calcáreo-arcillosa-arenosa, que abarca Aptense-Albense Inferior, denominado (P. RAT, 1959) complejo urgoniano, y otra superior, Albense Superior-Cenomanense Inferior, areniscosa-arcillosa, denominada complejo supraurgoniano, ambas con límites de tiempo y espacio imprecisos.

En el borde NO. de la Hoja, al N. de la Sierra del Escudo de Cabuérniga, Aptense y Albense quedan claramente diferenciados.

El Aptense comprende calizas zoógenas con *Pseudotoucasia santanderensis* y otros Rudistas, y margas con *Mesorbitolina texana* (ROEMER).

Al NO. de Viérnoles (A. ALMELA y J. M. RIOS) diferencian tres tramos en el Aptense:

- Calizas, margas y areniscas con *Orbitolinas*, *Ostreas*, *Toucasia* y otros Rudistas.
- Tramo margoso con abundancia de grandes *Ostreas*. Espesor, 30 m.
- Tramo dolomítico-calizo con abundantes restos fósiles.

El Albense en esta zona queda constituido fundamentalmente por areniscas y arcillas arenosas.

Hacia el SE. de la Hoja, en la región de los Montes Obarenes, el Albense presenta características típicas de facies Ibérica, compuesto principalmente de areniscas blanco-amarillentas, no cementadas, micáceas y que contienen vetas arcillosas y carbonosas y pirita de hierro. Comprenden lechos de arcillas y en su parte más alta bancos de arenisca dura ligeramente carbonatada. En ocasiones aparecen calizas lacustres y margas.

2.2.3.1.2.1. Complejo urgoniano

Las calizas en facies urgoniana y los sedimentos terrígenos asociados con ellas constituyen la mayor parte de los terrenos cartografiados que afloran en la zona NE. de la Hoja.

El complejo urgoniano está caracterizado por las imbricaciones múltiples de calizas de Rudistas (*Toucasia seunesi*, a la base, *Pseudotoucasia santanderensis*, al techo), calizas con *Orbitolinas* y *Miliólidos*, y de las formaciones terrígenas arenosas, margo-arenosas, margosas, con *Exogyra boussingaulti*, *Turritellitas*, *Trigonias*, *Polyperos*, etc.

Toda una gama de rocas se suceden, desde las calizas puras a las areniscas perfectamente silíceas: calizas arrecifales de Rudistas, calizas paraarrecifales ligadas a ellas, formaciones negras, calcáreo-arenosas o margo-arenosas.

El complejo reposa sobre las areniscas, arcillas y calizas someras de facies wealdica, sin marcar un corte brusco en la serie sedimentaria. Al E. de La Vega de Pas, en Castro de Valnera, entre las areniscas aún azoicas, aparecen bancos margo-arenosos con *Orbitolinas* y *Lamelibranquios*, seguidos de los primeros niveles calcáreos con Rudistas.

A estos primeros niveles marinos se superponen, en concordancia, una serie homogénea (200 m.), de carácter muy constante, formada por margas y calizas margosas oscuras, negras o azules hacia la base, arenosas al techo, con abundantes *Orbitolinas* acompañadas de grandes ostreidos.

Se superponen alrededor de 100 m. de calizas en bancos masivos, con frecuentes secciones de Toucasia y de Polyconites. Contienen también niveles bien estratificados, más oscuros, ligeramente arenosos (facies para-urgonianas), ricos en Orbitolinas y Miliólidos.

Encima, un complejo arenoso medio, 200 m., comparable por su potencia y constitución al complejo inferior ya indicado. Finalmente, un nuevo grupo calcáreo, en facies urgoniana típica, en bancos masivos con alguna intercalación margosa, considerados ya como Albenses.

La potencia de esta formación oscila, en esta zona, entre 800-1.000 m. La serie hacia el SO. se reduce rápidamente hasta desaparecer al N. de Pedrosa. Los testimonios más avanzados, en correspondencia probablemente con la parte superior de la serie de Castro de Valnera, son las calizas con Rudistas de Arroyo, cerca de Reinosa.

En las proximidades de Ramales, el conjunto pierde su carácter detritico grueso. El complejo arenoso medio, que en la zona de Castro y Valle del Río Mierra separaba las calizas superiores e inferiores, se encuentra aquí muy enriquecido de niveles calcáreos. Desaparece en seguida, dando paso a la gran masa urgoniana homogénea, que reúne las calizas inferiores, arrecifales y paraarrecifales, los niveles medios, aquí ya calizos, y una parte de los niveles calizos superiores.

En los Valles de Loba, Concha y Veguilla a las calizas urgonianas sustituyen las formaciones negras, calcáreo-arenosas, a la base margo-arenosas, al techo, con aun intercalaciones esporádicas de Rudistas. Su espesor se puede considerar en los 1.000 m.

2.2.3.1.2.2. *Complejo supraurgoniano*

Entre los últimos horizontes del complejo urgoniano (P. RAT, 1959), Aptense-Albense Inferior, y los primeros niveles del flysch margoso cenomanense, se intercala el complejo arenoso Albense Superior-Cenomanense Inferior, representado en la Hoja al NE., a lo largo de una banda continua alrededor del avance sinclinal de Valmaseda, formando los Montes de Ordunte.

El límite inferior queda bien definido cuando el complejo arenoso reposa sobre las calizas urgonianas; entonces la superposición tiene lugar prácticamente sin transición (p. ej., sobre las calizas del Alto de Imunia, en el macizo del Castro de Valnera). Cuando recubre las margas negras, en las cuales se intercalan ya los bancos de areniscas, el paso, aunque progresivo, es muy rápido. Hay puntos, como en los alrededores del Alto de los Tornos, en que resulta difícil hablar de una verdadera transición, porque no se tiene la impresión de pasar de una serie margosa a una serie arenosa por un enriquecimiento progresivo en bancos de arenisca.

El límite superior es más fácil de precisar, porque el complejo arenoso queda cubierto por una formación de carácter constante, a pesar de su poco espesor

(100 m.), descrita por R. CIRY y J. MENDIZABAL (1949) con el nombre de «flysch de bolas». El paso no es instantáneo, siendo a veces visibles capas calcáreo-arenosas de transición.

En cuanto a la composición de este conjunto arenoso, se pueden considerar dos zonas: los alrededores del Castro de Valnera (Pico de la Churra) y la zona de Valmaseda.

Al S. del Castro de Valnera se diferencian dos tramos (R. CIRY, 1940): a) Un conjunto no fosilífero, que presenta aún en su base las intercalaciones margosas o margo-calcáreas, muy a menudo vivamente coloreadas, que pasan rápidamente a ser exclusivamente arenosas, con arenas cuarzosas más o menos compactas, y con elementos bien rodados y de tamaño grueso. b) Cerca de Espinosa de los Monteros, el complejo arenoso superior pasa insensiblemente hacia su techo a arenas mucho más finas y a calizas arenosas que contienen grandes Orbitolinas Cenomanenses.

La sucesión es aún la misma en el Alto de los Tornos. Cerca de Valmaseda, la distinción entre una parte inferior arenosa no fosilífera y una parte superior con grandes Orbitolinas desaparece. Desde la base del complejo se encuentran las arenas con Ammonites. Los niveles superiores contienen Orbitolinas más frecuentes y de mayor tamaño.

En su parte inferior —Albense Superior—, este complejo arenoso suprurgoniano (P. RAT, 1959), refleja el mismo modo de distribución de sedimentos terrígenos que en los períodos anteriores: facies continental hacia el SO., en los confines de las provincias de Burgos y Santander. Hacia el NE., en Vizcaya, facies marina, disminuyendo hacia su techo las facies groseras.

Este conjunto queda aquí discordante, sin duda, sobre los terrenos del período urgoniano. En la región de Valmaseda, donde mayores espesores alcanza esta serie esquistosa-arenosa, J. M. RIOS (1948) ha estimado 4.000 m. Por otra parte, P. RAT (1951) estima espesores de 3.000 m.

2.2.3.2. Cretácico Superior

2.2.3.2.1. Cenomanense

El Cenomanense se encuentra representado fundamentalmente en las zonas periféricas de los anticlinales y sinclinales de toda la amplia zona E.-SE. de la Hoja.

Está constituido esencialmente por arenas, más o menos groseras, con proporciones variables de glauconía, con las cuales alternan arcillas micáceas grises o negras; calizas arenosas glauconíferas en gruesos bancos masivos. Localmente, hacia la parte superior del conjunto, se intercalan niveles de caliza con Rudistas, Polyperos y Alveolinas.

La sucesión de estos depósitos difiere sensiblemente de un punto a otro. De forma general, las arenas arcillosas poco consolidadas, están sobre todo bien desarrolladas en la parte inferior, mientras que las calizas arenosas ocu-

pan el techo preferentemente. La potencia del conjunto disminuye ligeramente del N. hacia el S.

Desde el punto de vista litológico, no existe ninguna distinción importante que pueda establecerse entre las diversas partes del dominio de la Hoja. Unicamente los niveles calizos, y principalmente las calizas con Rudistas, muestran mayor desarrollo en las zonas más septentrionales.

En la zona de Espinosa de los Monteros, Villasana de Mena, donde mejor se encuentra representado el Cenomanense, aparece en la parte superior del conjunto una alternancia de margas y calizas margosas en facies flysch, «flysch de bolas» de R. CIRY y MENDIZABAL (1949). P. FEUILLÉE (1962), basándose en un estudio de Foraminíferos del Cenomanense efectuado por P. RAT (1962) en el sur de la cadena vasco-cantábrica, indica que este piso desborda estratigráficamente el «flysch de bolas» y le atribuye una parte de las margas de la sucesión flyschoide superior, consideradas como turonenses. Esto puede, particularmente, verificarse en la región de Mena, donde LOTZE (1960) ha atribuido un espesor de un millar de metros al Cenomanense.

La fauna Cenomanense es abundante, distinguiéndose, de acuerdo con la distribución geográfica de ciertos grupos, dos tipos de depósitos: un primer tipo con Orbitolina, en la zona más septentrional —Espinosa-Valmaseda—, caracterizado por la abundancia de Orbitinas (*Orbitolina mamillata*, *O. aperta*) acompañadas o no de Ostreas (*Exogyra cónica* y *E. columba*); el segundo tipo, común para todo el resto de la región, se caracteriza por el buen desarrollo que toman los Ostreidos del tipo de *Exogyra flabellata* y de *Ostrea aureueensis*.

2.2.3.2.2. Turonense

Se presenta generalmente bien caracterizado: comprende dos niveles, que se diferencian netamente por su constitución litológica y por su fauna. El inferior, formado por materiales friables arenosos y margosos, presenta generalmente un horizonte rico en Cefalópodos y Equinídos. Este nivel ofrece importantes variaciones de facies a través de la región, pudiendo distinguirse dos tipos: facies flysch, caracterizada por alternancia de bancos calcáreos margosos y de lechos de margas más o menos arenosos; facies caracterizada por depósitos francamente neríticos, arenosos o arenoso-margosos.

El nivel superior está representado por calizas masivas de color claro conteniendo Hippurites, Foraminíferos y Algas, que recuerdan mucho a las calizas urgonianas. Presenta la misma facies en toda la región, no contiene prácticamente elementos terrígenos groseros y aparecen localmente acompañados de dolomías. Este nivel queda recubierto por los depósitos margo-arenosos conlaicenses.

Dentro del ámbito de la Hoja, se puede considerar un dominio septentrional en facies flysch, alrededores de Espinosa de los Monteros, que comprende exclusivamente alternancias repetidas de calizas margosas y margas finamente

arenosas. Hacia el O., cerca de Pedrosa, Soncillo y en el Valle del Río Nela, los sedimentos pasan a ser netamente arenosos, ricos en Cefalópodos y en glauconia.

Hacia el S., el límite de este dominio, en facies flysch, no pasa más allá del paralelo de Villarcayo. Más hacia el S., los sedimentos neríticos, de caracteres groseramente detriticos, están constituidos por margas, arenas y areniscas con Cefalópodos, Equinidos, Gasterópodos e Hippurites.

En la zona SO. de la Hoja aparece el Turonense representado por sus dos tramos: El Inferior (C_{2m}), formado por un nivel de margas grisáceas, que suceden en concordancia al Cenomanense, con *Hemister Verneuilli*; su espesor no sobrepasa de alguna decena de metros. A diferencia del inferior, el superior (C_{2s}), es muy potente y duro, constituido por un paquete de calizas grises de unos 200 m. de espesor medio.

El tramo inferior, de carácter esencialmente margoso en toda la Hoja, se desarrolla notablemente hacia el NE. Es muy grande el aumento de espesor y desarrollo de O. a E. Cerca de Espinosa de los Monteros, el tramo inferior tiene de 150-500 m., y el superior calizo 120 m. En la región de Mena, los espesores oscilan entre 700-800 m. Al SE., en la región de Oña, el tramo inferior, margas y calizas margosas con Ammonites, tiene un espesor de 100 m. El tramo superior, calizo con Hippurites, alcanza espesores de 100-300 m. Al S. de Medina de Pomar, en Peña Corba, se alcanza una potencia media de 200 m.

2.2.3.2.3. Coniaciense

Presenta prácticamente las mismas características en toda la región. Constituye una unidad muy homogénea, tanto en razón de su facies, esencialmente margosa, como por sus fósiles.

Comienza con unos niveles detriticos, localmente bastante groseros, areniscas glauconíferas de un tinte generalmente rosado, a las cuales suceden pronto los depósitos margosos. La importancia de estos niveles de base es reducida con relación a las margas.

El límite inferior queda perfectamente marcado, dado el contraste, tanto desde un punto de vista paleontológico como morfológico, entre los horizontes arenosos y glauconíferos de la base y las calizas con Rudistas del Turonense, a las cuales ellas suceden sin transición.

Su límite superior no presenta tanta precisión. Al techo, las margas coniacenses pasan a un conjunto de calizas compactas que contienen numerosas lacazinas. El paso del conjunto márgoso al calizo se hace de forma gradual, por intermedio de una zona de tránsito con intercalaciones de bancos de calizas margosas, que se hacen progresivamente más numerosas y más compactas hacia el techo.

En la parte más meridional de la Hoja, la zona de transición margo-calcárea sin lacazinas y que contiene *Plesiotissotia*, pertenece la mayor parte al Conia-

clense. En la parte más septentrional, al contrario, el régimen de depósito francamente carbonatado se instala más tarde y una parte de la zona margocalcárea que se superpone a las margas con Barroisiceras es ya Santoniense.

El conjunto es muy fosilífero, conteniendo Cefalópodos (*Mortoniceras bourgeoisi*, *Barroisiceras haberfellneri*), Equinidos, Lamelibranquios (*Exogyra spinosa*, *Helignopsis carbarica*) y Briozoos.

El espesor de esta formación disminuye notablemente de E. a O. Al S. de Espinosa de los Monteros se miden 200 m. de potencia. Al O. de Villarcayo, entre 180-200 m. En la zona de Villasana de Mena se estima en 900-1.000 m. Hacia el SO., en La Lora, 125 m. En la región de Oña, 150-200 m.

2.2.3.2.4. Santoniense

A las margas coniacienses suceden de forma constante las calizas generalmente blancas y compactas con lacazinas, acompañadas de otros Foraminíferos muy numerosos y localmente de Rudistas.

A este primer tramo le siguen depósitos de naturaleza muy variada, margas, areniscas, calizas, que pasan lateralmente de unos a otros a través de la región.

En toda la zona de Sedano, se desarrollan sucesivamente las margas arenosas, ricas en Foraminíferos y Ostrácodos, y las areniscas calcáreas y calizas arenosas magnesianas vivamente coloreadas en rojo, exclusivas de esta región. Las margas arenosas presentan una extensión reducida, encontrándose bien caracterizadas sobre el flanco N. del sinclinal de Sedano.

De muro a techo, el Santoniense en esta zona se puede considerar constituido por: a) serie calcárea con lacazinas; b) serie arenosa-margosa, y areniscas rojas de Sedano. Los dos últimos complejos en su forma típica tienen poca extensión, pasan ambos, lateralmente, más o menos rápidamente, a las calizas arenosas que constituyen la parte superior de la serie Santoniense.

Más al N., en los bordes de la cuenca de Villarcayo, el nivel calizo adquiere más espesor, 200 m., presentando gran abundancia de lacazinas. El tramo margoso pierde aquí importancia seguramente a costa de las calizas que aparecen cargadas de fragmentos de cuarzo, de naturaleza varia, ricas en Briozoos y acompañadas localmente de niveles arenosos y de dolomías. El tramo arenoso tiene un espesor de 40-60 m.

2.2.3.2.5. Campaniense

El Campaniense se encuentra constituido fundamentalmente por margas arenosas con Ostrácodos y Equinidos, calizas y margas con Rudistas, y calizas blancas con lacazinas. Adquiere cierto desarrollo y está bien caracterizado paleontológicamente en el dominio sinclinal de Sedano.

Está aquí constituido, de muro a techo, esencialmente por una serie calcárea con Rudistas, que comienza uniformemente por una barra de poco es-

pesor de calizas con Hippurites, constituyendo un horizonte de paso entre el Santoniense y el Campaniense. Encima de este nivel, la serie con Rudistas está generalmente constituida por alternancia de calizas arenosas y margas, de calizas masivas con lacazinas y margas arenosas. Hacia el techo, los Hippurites, representados sobre todo por *Orbignya haberti*, son más raros, mientras que los Rudistas son abundantes. Hacia el O. (Cervera, Aguilar), el Campaniense, escasamente representado, queda constituido por calizas con Rudistas y lacazinas, muy semejantes a las del Santoniense.

En la región de Villarcayo, el Campaniense se inicia con unos tramos margosos, arenosos, de muy poco espesor, sobre los cuales se superponen bancos calizos. Hacia el S., en la región de Oña, la composición de esta secuencia varía desde el flanco N. de la Sierra de Tesla, donde presenta diversos tramos calizo-margosos y margas, hasta reducirse casi exclusivamente a un banco —calizo-arenoso— con Rudistas más hacia el S.

Excepción hecha de la zona de Villarcayo, las condiciones de sedimentación al comenzar el Campaniense permanecen las mismas que al finalizar el Santoniense. En el SO. es difícil la separación entre las calizas de ambos pisos. En Sedano, las formaciones con Rudistas, que ya habían aparecido al fin del Santoniense, se desarrollan en el Campaniense. Únicamente en la zona de Villarcayo cambian las condiciones de sedimentación, comenzando el Campaniense por un tramo margo-arenoso.

2.2.3.2.6. Maestrichtense

Se encuentra representado fundamentalmente en la región del sinclinal de Medina de Pomar y con extensión muy reducida al S. de Aguilar. En la esquina NO. de la Hoja se encuentra englobado dentro del Cretácico Superior.

Los depósitos maestrichtenses comienzan en su parte inferior, por una serie esencialmente arenosa, detritica, en cuya parte superior aparecen calizas a menudo arenosas con Radiolites e Hippurites. Son frecuentes las variaciones litológicas laterales y verticales dentro de este tramo detritico inferior.

Sucede, después, un tramo esencialmente arcilloso, correspondiente a condiciones de sedimentación muy poco profundas, de tipo sublagunar. Estos depósitos están constituidos por arcillas más o menos margosas y por calizas margosas dolomíticas. Las areniscas se presentan generalmente subordinadas.

En la parte O. de la Hoja, el Maestrichtense, muy poco desarrollado, está formado por calizas, generalmente dolomíticas, y por margas y arcillas muy pobres en restos paleontológicos.

2.3. TERCARIO

Podemos considerar en el ámbito de la presente Hoja, en primer lugar, su extremo SO., en el que aparece una pequeña representación de la formación

continental correspondiente al borde Terciario de la cuenca del Duero. Se trata de un conjunto de materiales pliocenos, miocenos y oligocenos que constituyen la facies marginal de la serie estratigráfica representada en dicha cuenca.

En el borde SO. de la Hoja, los materiales miocenos, constituidos por margas, arcillas y areniscas de tonos rojizos y amarillentos, pasan en las proximidades de los terrenos mesozoicos que forman el borde de la cuenca, a extensas manchas de conglomerados. El tránsito se hace progresivamente por intercalaciones de niveles de conglomerados en las margas cada vez más arenosas.

La edad precisa de los diferentes tramos aquí presentes no puede establecerse con exactitud. Los conglomerados, según algunos autores, entre ellos KARREMBERG, se consideran oligocenos. En cambio, hacia el S., los materiales finamente detriticos parecen ser típicamente miocenos. La ausencia de restos paleontológicos hasta el presente no permite establecer ninguna seguridad en la datación de estos tramos.

Por otra parte, en la zona SE. de la Hoja, consideramos el Terciario del sinclinal de Villarcayo y estructuras sinclinales situadas al S. del mismo, así como los materiales del borde SE. comprendidos en la depresión de la Bureba.

Los depósitos terciarios más antiguos, Suessonense, están constituidos por materiales dominanteamente lacustres, lo que dificulta, dada la similitud litológica de facies lacustre y subcontinental, su separación del Oligoceno. En su parte inferior, está constituido por arenas y areniscas blancas y caliza dolomítico-arenosa; encima, un nivel bastante constante y determinativo, formado por calizas de Alveolinas y Miliólidos con margas.

Los materiales atribuidos al Oligoceno se acumulan en las depresiones sinclinales de Sierra Esla y Sierra de la Llana y formando una aureola continua en la depresión sinclinal de Medina de Pomar. Su aspecto es el mismo que se presenta en todo el N. de España, sobre todo el que tiene en los bordes de la cuenca del Ebro, tanto hacia el Pirineo como hacia la Cordillera Costera Catalana. Se repiten, alternando capas de margas, areniscas y conglomerados de tonos predominantemente rojizos y amarillentos. Los conglomerados predominan en las zonas marginales. Hacia la depresión, estos bancos presentan elementos más gruesos y pasan lateralmente a arenas y margas.

La repartición de los conglomerados con gruesos elementos calizos parece estar ligada a condiciones locales de alimentación a partir de la denudación inic平ente del Cretácico.

Los materiales miocenos comienzan con un nivel constante y uniforme, constituido por conglomerados y margas grises, sobre los que se superponen (depresión de Medina), formando una meseta en la zona del eje sinclinal, una sucesión de margas, calizas y areniscas. El tramo inferior se atribuye al Burdigaliense, abarcando los depósitos superiores desde el Vindoboniense hasta el Plioceno.

Hacia el borde SE., en la depresión de la Bureba, el Mioceno se compone de arcillas y margas rojas, con areniscas y calizas arcillosas blancas. Hacia el

O., en la zona de Pozo de la Sal, desaparecen las facies blancas con caliza y abundan las areniscas, con aparición de niveles conglomeráticos a partir de Salas de Bureba. Hacia el E., las arcillas arenosas pasan a areniscas y margas oligocenas discordantes sobre los materiales cretácicos.

2.4. CUATERNARIO

Los depósitos terciarios, en el borde SO. de la Hoja, quedan recubiertos por un manto de cantos más o menos rodados, generalmente de poco espesor (frecuentemente menos de 1 m), que forman parte de una formación que cubre grandes extensiones en Hojas limítrofes, comparable con las típicas rañas que cubren grandes superficies en la submeseta meridional, recubriendo rampas o pedimentos y prolongándose encima de los depósitos terciarios.

Su edad es naturalmente posterior al Mioceno y fue atribuida al Plioceno por HERNANDEZ PACHECO (1928). En Portugal, los depósitos de raña descansan sobre el Plioceno Superior de facies marina y en la Cordillera Ibérica están en relación con las capas del yacimiento de mamíferos fósiles, Villarroya (Logroño), de edad típicamente Villafranquiense (CRUSA FONT, 1957). Por analogía, si bien en la zona de la Hoja no han proporcionado ningún resto fósil, pueden considerarse también de edad Villafranquiense estos mantos detriticos que recubren el Terciario.

En la Hoja figuran, además, depósitos de edad Cuaternaria de carácter fluvial.

2.5. ROCAS IGNEAS

En la región del Pisuerga existe una serie de pequeños afloramientos de rocas ígneas ácidas. Estas rocas se datan como Carboníferas, sin que por el momento puedan darse más precisiones. La composición de estas intrusiones varía de diorita a granito. Son frecuentes los diques y «sills» de naturaleza cuarzo-porfídica.

3. TECTONICA

Esta Hoja queda enclavada en la región Oriental Cantábrica, en un país de pliegues alpinos, en la que se ponen de manifiesto las relaciones estructurales existentes entre los materiales paleozoicos de la Cordillera Cantábrica (zona de Asturias) y los mesozoicos y terciarios de la zona de Santander, Burgos y Palencia, quedando patente la importancia que ha tenido la estructura herciniana preexistente al actuar sobre este conjunto de materiales la orogenia alpina.

Los plegamientos mayores, que han dado carácter a la estructura del país Vasco-Cantábrico, son de edad pirenaica, y más exactamente post-Lutecientes, puesto que el Luteciense terminal que corona en concordancia el flysch Eoceno, está plegado (macizo de Oiz, Vizcaya). Pero anteriormente han tenido lugar movimientos más atenuados, puestos en evidencia por estudios estratigráficos y paleogeográficos, y que han marcado las principales deformaciones del Terciario:

1. Movimientos de fin del Jurásico y comienzos del Cretácico, responsables de toda la historia weáldica de la cuenca Vasco-Cantábrica.
2. Movimientos Aptenses, provocando surcos de fondo o las flexiones que han localizado los grandes edificios urgonianos.
3. Movimientos Albenses, sin duda con discordancias locales en la base y en el interior del complejo arenoso supra-urgoniano.
4. Movimientos Cenomanenses, con cambios radicales en la sedimentación y discordancias posibles del «flysch de bolas» Cenomanense Superior.

Dos paroxismos principales pueden ser reconocidos: el primero, correspondiente a la fase pirenaica; el segundo, relacionado con la fase sávica de Stille. Los movimientos pirenaicos son los más importantes, marcando los hechos estructurales fundamentales de la región. La fase sávica se traduce en una presión orientada en el mismo sentido que la primera, acentuando sus efectos.

Dentro del conjunto estructural de la región, podemos considerar, en primer lugar, la unidad asturiana en conexión probable con la Meseta española. Comprende el macizo primario de Asturias, cuyo extremo más oriental queda en esta Hoja. Este gran conjunto rígido presenta pliegues inclinados hacia el sur, con una intensidad decreciente de O. a E. Queda deformado en dos grandes surcos de fondo, divergentes, que se elevan a partir del macizo primario. El del S. se hunde con dirección ONO.-ESE, bajo la cubierta que ha sido estudiada por R. CIRY (1940) en la alta cuenca del Duero. El del N., orientado O.-E., viene a terminar en el E. de la provincia de Santander. La cubierta cretácica no está afectada más que por débiles ondulaciones y por desgarres debidos a las rupturas del zócalo.

El macizo paleozoico esturiano hacia el E. desaparece acompañado de ondulaciones anticlinales, caso del anticinal de las Caldas, al N., fallado en su flanco sur, entre los cuales se encajan las lenguas sinclinales más o menos desarrolladas del revestimiento mesozoico. Estas ondulaciones son generalmente disimétricas, en rodilla hacia el S. Sus efectos, visibles, se atenúan bastante rápidamente hacia el E. en la aureola triásica y jurásica periférica. Sobre todo en el espeso complejo weáldico.

La región de la cuenca del Pisuerga constituye un punto de intersección de dos direcciones antiguas, la de Asturias, longitudinal, y la cadena Celtibérica, meridional, direcciones que se repiten en las fases orogénicas sucesivas, como asimismo en el Cretácico.

Todos los ejes de la estructura de esta cuenca tienen una dirección aproximadamente N.-S., desviándose en el sur hacia el SE. paralelamente a la estructura de los alrededores de Barruelo. Esta dirección está en contraste directo con la dirección E.-O. del Viseense-Namuriense, entre Guardo y Cervera, repetida en el Devónico de San Julián. Evidentemente, la dirección N.-S. es aquí más reciente que la dirección E.-O., correspondiendo a un periodo de compresión lateral E.-O. que creó estructuras dirigidas N.-S., comprimiendo más fuertemente hacia el N., donde la cuenca era más ancha y más profunda, y disminuyendo en intensidad hacia el S.

La acción notoria de los empujes hercinianos han modelado los pliegues de los sectores más resistentes, mientras la combinación de aquéllos con los pirenaicos de dirección N.-S., desviada en algunos parajes por pilares resistentes, dio lugar a las muy complicadas estructuras del sector central de la cuenca. Los saltos y roturas de las capas hulleras fueron debidos a presiones tectónicas de edad Terciaria.

Al E. del macizo asturiano, la cubierta postherciana comienza con el Permotriásico, dibujando un vasto anticlinorio. En su conjunto, los materiales de la cubierta mesozoica se disponen periclinalmente en aureolas concéntricas alrededor del macizo antiguo. La diversidad de estos materiales, puestos en juego con los pliegamientos terciarios, hace que su comportamiento haya sido muy diferente dentro del marco estructural de la región.

El Keuper, dado el contraste entre la extrema plasticidad de sus materiales y la rigidez del substrato permotriásico, ha dado lugar a los desplazamientos tangenciales, y de forma más general, a la formación de pliegues de cubierta. El Wealdíco juega un papel parecido en ocasiones, dada la incompetencia de sus masas arenoso-arcillosas.

En el área de la gran mancha del Cretácico Superior, domina una tectónica de pliegamiento normal. Dentro de este ámbito las deformaciones tectónicas más acusadas están limitadas, por una parte, a la zona comprendida entre el amplio sinclinal de Villarcayo, al N., y el accidente que limita el hundimiento de la fosa terciaria de la Bureba, al S.

Hay una gran diferencia de espesor de las series entre la parte occidental y la oriental, pasando de 2.500 a 900 m. Paralelamente a esta disminución de espesores, las estructuras, que tienen un carácter cilíndrico marcado, son anchas al O. y disminuyen de amplitud al E., apretándose unas contra otras, adquiriendo una fuerte vergencia hacia el S. La parte más oriental es tectónicamente más compleja. El débil espesor que tiene la serie permite la formación de pliegues acusados, y las fallas normales de distensión que allí existen añaden una complicación suplementaria.

La otra zona se extiende desde Cervera de Pisueña con una dirección NO-SE., constituyendo una banda fuertemente dislocada. En conjunto, los accidentes, a menudo complicados que presenta esta zona, son debidos a empujes hacia el SO. Toda la región N. de esta banda ha sido levantada y empujada

hacia el sur sobre la parte meridional, de la cual el Terciario de la cuenca del Duero no deja percibir más que un estrecho margen.

Los accidentes de esta zona tienen su origen en las dislocaciones del zócalo, con relación a las cuales el revestimiento mesozoico ha tomado localmente una cierta independencia y se ha deslizado. Se puede admitir un despegue de las series mesozoicas a nivel del Trias.

Consideramos ahora todo el paquete, constituido de abajo a arriba por: el sustrato Paleozoico; una potente masa de arenisca del Buntsandstein-Permotriás; la serie Muschelkal-Keuper, de gran movilidad, y que favorece los corrimientos; el paquete rígido carniolas-Jurásico-Weáldico. La tectónica es completamente independiente en el techo y muro de la serie de arcillas plásticas: en el Buntsandstein-Permotriás se han formado pliegues suaves o pliegues fallas; en el paquete superior, apenas afectado por el diastrofismo, corrimientos de despegue.

Este estilo tectónico se encuentra sobre todo en la parte occidental de la cuenca Cantábrica.

Al NO., la presencia del complejo urgóniano en masa hace que los movimientos se traduzcan en forma de fractura y fallas, marcando una tendencia en las dislocaciones de dirección E.-O.

La escasa potencia del Jurásico y Cretácico Inferior en algunos puntos ha favorecido sobremanera el diapiroísmo del Keuper, creándose formas tectónicas aisladas, localizadas cerca de la margen del geosinclinal Cretácico Inferior-Turonense, señalado por la rápida disminución hacia el S. de los enormes espesores de estas formaciones.

4. HISTORIA GEOLOGICA

La falta de datos en esta zona sobre el Ordovícico y Silúrico, obliga a comenzar la descripción de la Historia Geológica a partir del Devónico.

En general puede decirse que la asociación litológica Emsiense, Couvinense y parte del Frasnicense se ha formado en un ambiente epinerítico, en un escudo estable. El área de Cervera estaba situada durante el Devónico cerca de la línea de costa. Los corales son muy abundantes en el Devónico, hecho típico de un escudo nerítico, en el que el transporte del material detritico es muy pequeño.

Los sedimentos frasnienes tienen carácter transgresivo, pero al final del Devónico se señala una tendencia regresiva con disminución gradual de la profundidad del mar, y al final del Fameniense se generalizan los movimientos de emersión en un área extensa, que bien puede considerarse como un movimiento epirogenético, referible a la fase bretónica de la orogenia hercínica.

El tránsito del Devónico al Carbonífero tuvo en toda la Península perturba-

ciones bastante importantes, que se extendieron hasta el comienzo de la transgresión del Viseense Superior, todo lo cual permite afirmar que las fases orogénicas Bretónica y Nassánica desempeñaron un papel de cierta importancia en la tectónica paleozoica. No hay duda que la discordancia entre el Frajniense y el Viseense Superior en el NO. de Palencia fue originada por la primera fase hercínica.

Durante el Viseense Superior-Namuriense, la presencia de sedimentos terrígenos asociados a masas de caliza coralígena, acusa la proximidad de la costa en aquellos tiempos, muy cerca de Barruelo. Se supone un movimiento positivo del nivel del mar en el Viseense Superior-Namuriense Inferior, seguido por una regresión en el Namuriense. Despues debe haber predominado un régimen marino durante el Westfaliense, aunque hubiera intervalos de facies más bien continental, como testifican las capas de carbón. Se establece la facies continental con carácter definitivo sólo en el Estefaniense Inferior, bien caracterizado por su flora y fauna límnea fósil.

Después del Estefaniense Inferior se hizo sentir de forma general un importante diastrofismo de la fase orogénica astúrica, que dio como resultado, probablemente, la emersión de toda el área carbonífera del NO. de España, dando lugar a una marcada discordancia estratigráfica angular intraestefaniense.

La formación de la cadena hercínica ha sido seguida de una fase de desmantelamiento que adquiere su máxima amplitud a partir del Pérmico, en el curso del cual algunas manifestaciones volcánicas traducen un eco tardío de los movimientos orogénicos. Esta fase se prolonga a lo largo de todo el Triásico Inferior.

En Cantabria no se aprecia claramente la existencia del Pérmico, pero quizá la base de los sedimentos triásicos corresponden a esa edad. En general, predomina la erosión durante esta época, con excepción de áreas locales de sedimentación. Toda la zona N. pasa a ser zona de sedimentación al comenzar el Triás con facies detrítica, recibiendo los sedimentos del área de denudación del macizo astúrico, con espesores de sedimentos superiores a los 800 metros.

El fin del Triásico corresponde a una fase tranquila en la evolución de la región Cantábrica. Una sedimentación fina, bastante monótona, sobre grandes extensiones, sucede a los depósitos groseramente detríticos del Permotriás y del Triás Inferior, sedimentados sobre los bordes del macizo hercíniano.

Las condiciones presentes al final del Keuper se modifican escasamente durante el Retiense, depositándose las carniolas, en transición al régimen francamente marino del Hettangiense, seguido quizás de una regresión Sine-muriense. Un descenso general de la cuenca tiene como consecuencia que el mar situado al N. invada toda la región durante el Charmutiense, avanzando profundamente al S.; la facies es margosa. Al final del Aalenense tiene lugar un movimiento de elevación con la consiguiente regresión marina. El régimen

es más costero y se depositan calizas durante el Bajociense y Bathoniense. La regresión es neta en el Calloviense y toda esta zona queda afectada de un régimen francamente continental.

Al mismo tiempo que las aguas marinas se retiran hacia el N., las deformaciones tectónicas provocan un recrudescimiento de la erosión; los aportes se hacen más abundantes y más groseros. Los movimientos que han retirado las aguas marinas no han sido rigurosamente contemporáneos en todos los puntos. La influencia se traduce al N. de la provincia de Burgos, donde (R. CIRY, 1940) ha puesto en evidencia una emersión post-Calloviense. Este primer período se termina con las facies purbeckienses someras con Sérpulas y Spiro-cyclinas de la región de Ramales.

En el Valanginiense, se produce una nueva transgresión, favoreciendo el desarrollo de los Bryozoarios y los Equinodermos, al mismo tiempo que los aportes terrígenos se atenúan un poco.

Entre el Valanginiense y el Aptense tiene lugar una sedimentación de tipo deltaico que se instala sobre el N. de la provincia de Burgos, y casi toda la provincia de Santander. Se depositan grandes espesores de arcillas sabulosas rojas o verdes, areniscas carbonosas que se hacen más finas de suroeste al noreste.

En el curso del Aptense se instala un dominio de carácter francamente marino. La transgresión parece iniciar su influencia más tempranamente en la zona anteriormente sometida a las influencias marinas, es decir, en la zona de Vizcaya. Los sedimentos son en adelante de dos clases, las cuales se mezclan aparentemente sin orden: acumulaciones arcilloso-arenosas y calizas urgonianas con Madréporas y Toucasia.

En conjunto se reconocen dos épocas: la primera, Aptense, caracterizada en particular por la existencia de Toucasia, y la segunda, perteneciente al Aptense terminal-Albense Inferior, que se distinguirá por la proliferación de grandes *Pseudotoucasia santanderensis*, Simplorbitolinas y Cuneolinas que corresponde a una continuación de la transgresión, en particular hacia el O.

Durante el depósito de este complejo urgoniano, una subsidencia considerable ha permitido el almacenamiento de más de 1.000 m. de calizas, margas y de areniscas.

El complejo arenoso supraurgoniano, Albense Superior, marca un cambio brusco en las condiciones de sedimentación, como consecuencia de los movimientos epirogénicos intra-albenses, provocando una elevación del continente capaz de alimentar una sedimentación terrígena de amplia difusión. Estos movimientos son también la causa de las discordancias locales de las areniscas sobre el complejo urgoniano.

Con el Cenomanense, el mar recubre la mayor parte de la región, desbordando hacia el O. al país ocupado por el Jurásico. Sus depósitos suceden sin discordancia aparente a los del Cretácico Inferior. Esta transgresión no se debió (CIRY, 1940; KARREMBERG, 1934) a un reflejo de plegamientos violentos en

otro lado, sino más bien a la persistencia e intensidad de la subsidencia de conjunto de la cuenca, que ya venía teniendo lugar desde el Cretácico Inferior.

La transgresión Cenomanense se continúa en el Turonense; la depresión geosinclinal del norte —región de Espinosa—, cuyo descenso había sido lento durante el Cenomanense, se hunde ahora de nuevo y rápidamente dando lugar a la acumulación de grandes espesores de margas y calizas margosas. Durante el Turonense Superior, parece que se alcanza un ritmo más normal, ya que no hay diferencia marcada entre los espesores de caliza depositados en el N. y los del S.

El Coniaciense corresponde a un brusco cambio de facies: sus materiales se hallan constituidos por margas blancas y grises muy fosilíferas, ricas en Ammonites, que pasan en la parte superior a calizas margosas. El Turonense y Coniaciense no son más que débilmente transgresivos hacia el O., donde sus sedimentos se hacen netamente costeros.

Con el Santoniense, el movimiento transgresivo se acentúa fuertemente; el mar, hacia el O., abandona al pie de Asturias las formaciones neríticas, arenosas con Ostreas, Rudistas, Foraminíferos y Algas calcáreas. La continua transgresión marina se observa en los bordes del macizo astur, donde los sedimentos van rebasando a los anteriores. El mar es aquí menos profundo, con sus potentes calizas y margas emergiendo el fondo del borde de la cuenca con facies costera y continental al final de este periodo; pero en seguida viene la transgresión marina del Campaniense y parte del Maestrichtense, con su facies litoral y ocasionalmente nerítica.

Después del avance del mar campaniense se inicia una regresión hacia el régimen continental con oscilaciones del fondo de la cuenca, que dan lugar a episodios marinos. Esta es la característica del Maestrichtense, y por ello es complejo e indefinido en algunos de sus tramos.

La regresión iniciada en el Santoniense tiene su culminación al final del Cretácico. La mayor parte de la región queda emergida. La región NE., que durante el Cretácico Inferior y la primera parte del Superior está sometida a un proceso rápido de hundimiento, en régimen geosinclinal, es ahora la más elevada, si bien con escaso relieve todavía. Despues de aminorarse la fase de sedimentación durante la mayor parte del Cretácico Superior, se detienen los movimientos, invirtiéndose el sentido de los mismos al final del Cretácico.

Continúa el régimen continental en los comienzos del Terciario. La cuenca queda por completo bajo el dominio de la zona costera. La cuenca, ya muy somera durante el Paleoceno, se reduce aún más y parece trasladarse hacia el este.

Durante esta etapa sedimentaria da comienzo la fase previa al plegamiento alpino, comenzando a actuar las fuerzas tangenciales de compresión. Tras la fase principal de la orogenia alpina y el establecimiento del plegamiento pirenaico se inicia el depósito de materiales en un medio continental, en gran

parte lagunar. Dichos materiales son, en su base, de edad Oligoceno Medio-Superior. Se establecen las cuencas del Ebro, Miranda-Treviño y Medina.

Los esfuerzos tangenciales, que no cesan desde el final del Eoceno, adquieren al final del Oligoceno (fase sávica) una mayor importancia. Las cuencas en trance de hundimiento acentúan su subsidencia. Los pliegues se acusan aún más, al tiempo que las áreas que iniciaron el proceso de levantamiento al final del Eoceno continúan elevándose.

Se produce, pues, tras el depósito de los materiales del Mioceno Inferior, una fuerte elevación, plegamiento y erosión subsiguiente. Sobre los materiales plegados y arrasados de la secuencia Miocena Inferior se depositan, mediante una clara discordancia, los materiales que constituyen la secuencia superior miocena. Se trata de margas rojas de edad probablemente Vindoboniense, las cuales se hallan recubiertas por las calizas pontienses.

El proceso sedimentario, con características netamente continentales, continúa a lo largo del Plioceno y del Cuaternario en las cuencas terciarias del Ebro.

5. B I B L I O G R A F I A

- ALMELA, A. (1955).—*Explicación de la Hoja n.º 134 Polientes. Mapa Geol. Esp.* 1:50.000.
- ALMELA, A., y BADILLO, L. (1956).—*Explicación de la Hoja n.º 133 Prádanos de Ojeda (Palencia). Map Geol. Esp.* 1:50.000. Inst. Geol. Min. Esp.
- ALMELA, A.; RIOS, J. M., y MUÑOZ, C. (1955).—*Explicación de la Hoja n.º 85 Villasana de Mena. Mapa Geol. de España* 1:50.000. Inst. Geol. Min. Esp.
- (1953).—*Explicación de la Hoja n.º 110 Medina de Pomar (Burgos-Alava). Mapa Geol. Esp.* 1:50.000.
- ALMELA, A.; SANZ, R. (1956).—*Explicación de la Hoja n.º 136 Oña (Burgos-Alava). Mapa Geol. Esp.* 1:50.000.
- ALVARADO, A.; LOPEZ DE AZCONA, J. M., y BARRON, L. (1946).—*Explicación de la Hoja n.º 135. Sedano. Mapa Geol. Esp.* 1:50.000.
- ALVARADO, A., y SAMPELAYO, A. H. (1945).—*Zona Occidental de la Cuenca del Rubagón (datos para su estudio estratigráfico)*. Boll. Inst. Geol. Min. Esp. Vol. 58, pp. 1-44.
- BINNEKAMP, J. G. (1965).—*Lower Devonian Brachiopods and stratigraphy of North Palencia (Cantabrian Mountains)*. Leidse. Geol. Med. Vol. 33.
- BITTER, L. U., y BOSCHMA, D. (1966).—*Explanation geological map of the Paleozoic of the Southern Cantabrian Mountains*, Leidse. Geol. Med. Vol. 31.
- CIRY, R. (1940).—*Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León y Santander*. Thése Fac. Sciences Paris et dans Bull. See Hist. Nat. Toulouse.
- (1951).—*L'évolution paleogeographique de l'Espagne septentrionales au Crétacé inférieur*. Inst. Geol. Min. Esp. Libro Jubilar, t. II.
- (1967).—*Etude paleogeographique et structurale region Basco-Cantabrique*. C. R. Soc. Geol. France. Fasc. 9.
- CRUSA FONT, M., y TRUYOLS, J. (1960).—*El Mioceno de las cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica*. Not. Com. Institut. Geol. Min. Esp., n.º 60.

- CRUSAFONT, M.; TRUYOLS, J., y RIBA, O. (1966).—Contribución al conocimiento de la Estratigrafía del Terciario continental de Navarra y Rioja. Not. y Com. n.º 90.
- FEUILLÉE, P., y RAT, P. (1962).—Les Foraminifères du flyschs à boules (Cénomanien Supérieur) entre Espinosa et Alsasua (Espagne). C. R. Somm. S.G.F.
- FRETS, D. C. (1965).—The geology of the southern part of the Pisuerga basin and adjacent area of Santibáñez de Resoba, Palencia, Spain. Leidse. Geol. Med. Vol. 31.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1957).—Las formaciones de rañas de la Península Ibérica. Inqua. V Congr. Int. Resumés des Communic. pp. 78-79. Madrid-Barcelona.
- KARREMBER, H. (1934).—La evolución post-variscica de la cordillera cántabro-asturiana. Publ. Extranjeras sobre Geol. de España. Vol. III.
- MABESOONE, J. M. (1959).—Tertiary and Quaternary sedimentation in a part of the Duero basin (Palencia, Spain). Leids, Geol. Med. Vol. 24.
- NEDERLOF, M. H., y SITTER, L. U. (1957).—La cuenca carbonífera del Río Pisuerga (Palencia). Bol. Inst. Geol. Min. Esp. Vol. 68, 1-44.
- NOSSIN, J. J. (1959).—Geomorphological aspects of the Pisuerga drainage area in the Cantabrian Mts. Leidse. Geol. Med. Vol. 24.
- RAT, P. (1958).—Les Pays crétacés Basco-Cantabriques. Publications de l'Université de Dijon. XVIII.
- (1961).—La edad y naturaleza de las capas de base del Wealdense en la provincia de Santander y en sus alrededores (España). Notas y Comun. Inst. Geol. y Min. España, n.º 61.
- RIOS, J. M.; ALMELA, A., y GARRIDO, J. (1945).—Contribución al conocimiento de la geología cantábrica. Un estudio de parte de las provincias de Burgos, Alava, Vizcaya y Santander. Bol. Int. Geol. Min. de Esp. T. 58.
- SANZ, R. (1950).—Explicación de la Hoja n.º 109 Villarcayo (Burgos, Santander). Mapa. Geol. Esp. 1:50.000.
- (1959).—Explicación de la Hoja n.º 84 Espinosa de los Monteros. Mapa Geol. Esp. 1:50.000.
- SITTER, L. U. (1955).—Nota previa sobre la geología de la cuenca carbonífera del Río Pisuerga (Palencia). Est. Geol. Vol. 26.
- WAGNER, R. H. (1955).—Rasgos estratigráficos-tectónicos del Paleozoico Superior de Barruelo. Est. Geol. Vol. 11/26.
- WAGNER, R. H., y WAGNER-CENTIS, C. H. T. (1952).—Aportación al conocimiento de la geología de la zona de Barruelo (Palencia). Est. Geol. Vol. 8/16.
- WIEDMANN (1960).—Le crétacé Supérieur de L'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. In. Colloque sur le Crétacé Supérieur français. C. R. 84^e Congr. Soc. Sav. Paris et Dépts. Dijon.