

MEMORIAS
DEL
INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MEMORIAS
DEL
INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO
DE
ESPAÑA

EL CRETÁCEO
EN ESPAÑA

TOMO LVII

MADRID
Tip.-Lit. COULLAUT
MANTUANO, 49
1956

ÍNDICE GENERAL

*El Instituto Geológico y Mínero de España
hace presente que las opiniones y he-
chos consignados en sus Publicaciones
son de la exclusiva responsabilidad de
los autores de los trabajos.*

ES PROPIEDAD
Queda hecho el depó-
sito que marca la Ley

	<u>Páginas</u>
X <i>El Sistema Cretáceo en los Pirineos de España,</i> por J. M. RÍOS	1
\ <i>El Maestrazgo y la Cordillera Litoral Catalana,</i> por ANTONIO ALMBLA	129
· <i>El Sistema Cretáceo sobre la mesa manchega</i> <i>(Cuenca - Ciudad Real - Guadalajara),</i> por ISIDORO MARTÍNEZ PEÑA	161
· <i>La Cordillera Ibérica,</i> por INDALECIO QUINTERO AMA- DOR y EMILIO TRIGUBROS MOLINA	175
· <i>El Sistema Cretáceo en el Levante Español,</i> por ENRIQUE DUPUY DE LÔME y RAFAEL SÁNCHEZ LOZANO	201
· <i>Sobre el Cretáceo de los alrededores de Oviedo,</i> por N. LLOPIS LLADÓ	257
· <i>Las Cordilleras Béticas,</i> por EDUARDO ALASTRUÉ ...	301

**EL SISTEMA CRETACEO
EN LOS PIRINEOS DE ESPAÑA**

x

POR 551.763 (234.12)

J. M. RÍOS

ÍNDICE DE MATERIAS

	<u>Páginas</u>
<i>I. Generalidades</i>	7
A) Definición del concepto geológico «Pirineos»	7
B) Constitución geográfico-geológica de las Cadenas Pirineicas.....	10
C) Desarrollo sedimentario del ámbito pirenaico	13
1) Desarrollo	13
2) Yacentes del Cretáceo	16
3) Cubrientes del Cretáceo	19
D) Antecedentes y estado actual de conocimientos	20
 <i>II. Estructura y evolución</i>	 23
A) Pirineo propiamente dicho. Sector Oriental	23
1) Manifestaciones más orientales. Zona de Torroella-Bañolas	23
2) Región de Figueras	28
3) Región al Norte de Figueras.....	29
4) Afloramientos en el Eoceno entre Figueras y Ogassa.	32
5) Faja garumnense de Viure a Ogassa y más allá.....	33
B) Pirineo propiamente dicho. Sector Central	34
1) Corte por el río Llobregat	36
2) La zona al Oeste del río Llobregat hasta el río Segre.	40
3) Corte por el río Segre	42
a) Sierras Marginales.....	42
b) Sinclinorio intermedio	43
c) Sierras Subpirenaicas	43
d) Datos complementarios	44
4) Corte por el río Noguera-Pallaresa	46
a) Sierras Marginales.....	46
b) Sinclinorio intermedio.....	47
c) Sierras Subpirenaicas	48

1) 1. ^a Escama: Montsechs	48
2) 2. ^a Escama: San Mamet	48
3) 3. ^a Escama: Sierra de Monteró	49
5) La región al Oeste del río Segre	49
a) Sierras Marginales	50
1) El Urgo-Aptense al Oeste del Segre hasta su desaparición	50
2) El Aptense-Cenomanense al Oeste del Segre hasta su desaparición	50
a) Generalidades	50
b) Detalles	51
3) El Cretáceo superior al Oeste del Noguera-Pallaresa	53
a) Generalidades	53
b) Detalles	54
1) Zona septentrional de las Sierras Marginales	54
2) Zona meridional de las Sierras Marginales	56
b) Sierras Subpirenaicas al Oeste del Noguera-Pallaresa	58
c) Sierras Marginales al Oeste del río Cinca hasta el río Aragón	62
d) El problema del recubrimiento de la Zona Axil.	65
C) Pirineo propiamente dicho. Sector Occidental	66
1) Sierras Marginales al Oeste del río Aragón	66
2) Sierras Subpirenaicas Navarras	68
3) Terminación del Cretáceo de los Pirineos propiamente dichos y comienzo de la serie cretácea del Sector Cantábrico.	72
a) Al Noreste de Pamplona	73
b) Al Noroeste de Pamplona	76
c) Facies Cantábrica del Cretáceo inferior	76
D) Pirineo Vasco-Cántabro	78
1) Conceptos generales	78
2) Sector Vasco-Navarro	80
3) Pirineo Vascongado al Oeste del meridiano de San Sebastián. Hipogénicas efusivas.	83
a) Sierras Septentrionales	85
1) Cretáceo superior	85
2) Cretáceo inferior, septentrional, de facies cantábrica	90
3) La faja costera en su sector occidental	91
b) Sierras Meridionales	93

1) Cretáceo inferior	95
2) Cretáceo superior	95
a) Corte en el río Ebro, al Oeste de Miranda	97
4) Sector Cántabro-Occidental, del Pirineo Vasco-Cántabro	99
E) Las dos ramas más occidentales del Pirineo	107
1) Sierras Meridionales del Pirineo Occidental	109
a) Sector Oriental	109
b) Sector Occidental y terminación	113
2) Sierras Septentrionales del Pirineo Occidental	115
III. Epílogo	121
IV. Bibliografía sumaria	123

I. GENERALIDADES

A) Definición del concepto geológico «Pirineos»

Las formaciones cretáceas están profusamente representadas en todas las cadenas de plegamiento alpino de nuestra Península, y se desconocen prácticamente grandes afloramientos tabulares horizontales, es decir, no plegados. Por consiguiente, el estudio del Cretáceo español se sistematiza óptimamente si estudiamos separadamente las formaciones cretáceas de cada una de estas cadenas.

Como es sabido recibe la denominación geográfica de Pirineos (en sentido estricto) la cadena montañosa, dirigida de Este a Oeste, que separa España de Francia; la frontera coincide, en líneas generales, con la divisoria de aguas. Ambas partes son asimétricas. El Pirineo español es más complejo orográficamente, mucho más ancho, y el descenso de nivel desde las cimas a las llanadas se hace de manera más gradual a lo ancho de una serie de cadenas paralelas. Las vertientes francesas son más precipitosas y empinadas.

Pero, por su historia geológica, tanto sedimentaria como tectónica, el ámbito de los Pirineos de España se

preparación sedimentaria y conformación actual están dominadas en mucha mayor medida que para los sectores restantes por los plegamientos hercinianos, y que sólo accesoriamente han participado de la posterior reformación alpina. Son, por consiguiente, zonas que apenas pueden ser denominadas pirenaicas, pero que por participar de la misma historia postherciniana y por conveniencia de sistema, agrupamos aún dentro de aquella denominación.

B) Constitución geográfico-geológica de las Cadenas Pirenaicas

A su vez, al Pirineo propiamente dicho, o Pirineo fronterizo, se le agregan una serie de cadenas, paralelas por el Sur y relativamente alejadas, que transcurren desde el Norte de Lérida, por el Norte de Huesca, hasta el Sur de Pamplona (fig. 1). Se han denominado, confusa y desordenadamente hasta ahora, también por nosotros mismos, unas veces Surpirenaicas, otras veces Marginales, otras Prepirenaicas. De modo que distintos autores, y aun a veces un mismo autor, designan unas y otras cadenas con los mismos nombres y, por el contrario, emplean distintas designaciones para la misma cadena. De ahora en adelante reservaremos, en sentido geológico, el nombre de Pirineo para el Pirineo propiamente dicho, es decir, el Axil o Herciniano; el de Pirineos Marginales o Cadenas Marginales para aquella franja de montañas de cota, en general, algo más reducida, que adosada al Pirineo Axil lo margina por el Sur y está constituida por formaciones mesozoico-paleogenas; y el de Subpireneos a las cadenas accesorias,

constituídas por el mismo tipo de sedimentos que las anteriores, que definen el límite meridional de los plegamientos intensos, cuyo conjunto forma el Pirineo en sentido lato. Más al Sur se extiende el valle del Ebro, en terrenos oligo-miocenos de más reducido o escaso relieve topográfico y geológico.

Ambas cadenas, Marginales y Subpirenaicas, están separadas por un sinclinatorio de relleno paleogeno que transcurre desde el Sur de Tremp, por el Sur de Jaca, hasta el Sur de Pamplona.

Esta división corresponde a su estructura geológica y resulta de ella. El Pirineo Axil es un umbral en la sedimentación alpina y los sedimentos posttriásicos están muy rara vez representados en su ámbito, al menos al estado actual de preservación de la cobertura sedimentaria. Y aún es más raro que estén involucrados en sus complejas estructuras tectónicas. Una orogénesis esquemática, de doble vergencia incompleta, se desarrolla en la vertiente meridional (fig. 11). Las Cadenas Marginales representan la rama septentrional (mucho más sencilla que la meridional, constituida por las Cadenas Subpirenaicas, pero de tectónica no menos violenta) de vergencias algo confusas y mezcladas, dominantes al Norte. Las Subpirenaicas representan la rama meridional, de perfecto desarrollo, netamente vergente al Sur, con una serie de imbricaciones en escala de intensidad decreciente y cabalgantes en esa dirección. Las últimas escamas cabalgan a las formaciones oligocenas de la depresión sedimentaria y tectónica del Ebro.

El sector Vasco-Cántabro es de constitución sedimentaria y tectónica más uniforme (figs. 1 y 17). Allí no existe el Pirineo Axil, que queda recubierto por la sedimentación mesozoica y paleogena, por hundimiento del eje paleozoi-

co hacia el Oeste. Puede decirse que la terminación del Pirineo propiamente dicho, coincide con la última manifestación herciniana occidental y su cobertura inmediata por sedimentos mesozoicos y cenozoicos.

En este sector las prolongaciones de las Cadenas Marginales y Subpirenaicas están separadas por la prolongación del sinclinatorio paleogeno, que transcurre desde el Sur de Pamplona, por Treviño y Miranda de Ebro, hasta su extinción en Villarcayo. Contrariamente a lo que ocurría en el Pirineo propiamente dicho, aquí tienen mucho mayor desarrollo las zonas de plegamiento septentrionales, con respecto al sinclinatorio paleogeno, que las meridionales (fig. 22 a); éstas son muy esquemáticas, sumamente estrechas, vergentes al Sur y cabalgantes en esa dirección. En la parte occidental de esta zona virgan las Cadenas Ibéricas, que se dirigen desde aquí hacia el Sureste.

Al Oeste de la línea Burgos-Santander hay, en el sector Cántabro occidental, una zona de adaptación, o mejor dicho, de gran influencia del zócalo herciniano cuya reaparición por el Oeste se anuncia ya. La tectónica es mixta, de plegamientos y de fracturas postalpinas, cuya raíz y causalidad hay que buscar en el basamento herciniano. Los afloramientos más bajos son aún mesozoicos.

Más al Oeste (figs. 1 y 30), éstos se dividen en dos estrechas ramas, una septentrional y discontinua que se apoya en la margen septentrional del poderosísimo macizo herciniano de la Cordillera Astur, y otra mucho más estrecha aún, que lo margina por el Sur y que a veces se desploma sobre los depósitos oligo-miocenos de la Meseta Castellana. Aún más al Oeste, desaparece toda traza de sedimentos posthercinianos. Llegamos al dominio de las masas paleozoicas, con poderosísimas intrusivas y sus

amplísimos metamorfismos, que constituyen el Macizo Galaico-Astur.

En todas las Cadenas Pirenaicas que acabamos de citar tienen amplia representación las formaciones cretáceas, pero su máximo desarrollo en espesores y superficies lo ofrecen en el sector Vasco-Cántabro, donde dominan casi absolutamente.

Al encuadrar de esta manera, rápidamente, la formación cretácea en su ámbito geográfico, y también, en rasgos muy generales y a gruesas pinceladas, en el morfológico-estructural, hemos generalizado ampliamente haciendo omisión de casos particulares, a lo que nos vemos obligados por la limitación de espacio y por el carácter de síntesis que tiene esta exposición.

C) Desarrollo sedimentario del ámbito pirenaico

Vamos a encuadrar ahora, también a grandes rasgos, la formación cretácea dentro del desarrollo sedimentario de preparación de la orogénesis alpina.

1) DESARROLLO

La formación cretácea es la primera, de entre todas las que constituyen el paquete sedimentario del geosinclinal alpino, que representa variaciones notables en espesores, litología y facies.

Cada uno de los tramos en que se subdividen las formaciones permo-triásicas, liásicas y jurásicas, tales como se conservan en los ámbitos pirenaicos, sin llegar a tener una uniformidad absoluta de características generales, conservan un grado de personalidad y tipismo indicadores de un régimen sedimentario muy parecido para todo el ámbito. Existen un fondo receptor en descenso uniforme y regular y una superficie de sedimentación igualmente regular y uniformes, bajo la superficie de aguas que son: continentales al principio, durante la etapa permo-triásica, salvo el fugaz episodio marino del Muschelkalk, y ya francamente marinas a partir del Lías inferior. Esta uniformidad de origen, reflejada en la uniformidad general de los sedimentos correspondientes a estas épocas, caracteriza además no sólo el ámbito pirenaico, sino muchos, por no decir todos, los ámbitos de futuros plegamientos alpinos en la Península entera. En una palabra, cada uno de los tramos triásico y liásico de nuestra Península es, en general, fácilmente reconocible y aun sus espesores, cuando varían, lo hacen dentro de límites nada exagerados. La diferenciación empieza a ser notable cuando, a partir del Dogger, toda la región bético-balear entra en régimen de sedimentación de facies profunda, que dura hasta muy arriba dentro del Cretáceo. El ámbito Pirenaico está excluido de este régimen.

Las variaciones, de menor categoría con respecto a las de la época cretácea, que experimentan las facies y espesores de las formaciones permo-triásicas, triásicas, liásicas y cretáceas, dentro de los ámbitos pirenaicos, fueron expresadas en diversos mapas paleogeográficos por Ashauer (10, 1934), Ashauer y Teichmüller (11, 1935), Colom (17, 1950), Karrenberg (21, 1934), Marcet (32, 1945), Misch (35, 1934) y Selzer (47, 1934), sin que, desgraciadamente, lle-

gue a cubrirse todo el ámbito. Consideraciones paleogeográficas han sido hechas por casi todos los geólogos que han trabajado en el Pirineo, sobre todo por los de la época moderna. En aquellos esquemas puede seguirse la paleogeografía y evolución de los ámbitos sedimentarios cretáceos y eocenos.

Es, a partir de determinado momento, durante la deposición del Jurásico superior cuando, en el dominio de sedimentación alpina, el ámbito pirenaico, hasta ahora tan homogéneo, empieza a manifestarse una inquietud reflejada en moviidades diferenciales que van a hacer, del Cretáceo, una formación de características muy heterogéneas por lo que se refiere a yacientes, espesores y facies; circunstancias que perduran, en más reducida escala, durante el Eoceno.

Este momento parece coincidir con la iniciación de movimientos tectónicos postkimeridgenses, y que deberían atribuirse, por consiguiente, a la fase neocimérica de Stille. Probablemente no están tan localizados en el tiempo como preconiza este autor, sino que se desarrollan irregularmente a pulsaciones que comienzan antes y terminan después de aquélla.

Estos movimientos no son nunca muy intensos, y sobre todo su actuación reviste caracteres muy variables en su intensidad y ubicación, lo que imprime un carácter de gran variabilidad al tránsito de Jurásico a Cretáceo y al Cretáceo inferior mismo.

En el dominio de las Cordilleras Béticas no solamente no actúan sino que, por el contrario, el ámbito sedimentario profundiza más rápidamente hasta producirse facies batiales de margas limpias y de radiolaritas que constituyen el tránsito, gradual y concordante, de Jurásico a Cretáceo.

2) YACENTES DEL CRETÁCEO

En el Pirineo, la actuación de estos movimientos es muy acusada por su profusión y por la variedad de situaciones que originan, si bien rara vez ocasionan discordancias angulares. El Cretáceo, como consecuencia, tiene los más variados yacientes, facies y espesores.

Entre Figueras y Berga (figs. 2 y 6) faltan el Liásico y Jurásico en algunos de sus afloramientos, mientras que en otros falta sólo el Jurásico. Al Noroeste de Berga, el Cretáceo se apoya en el Dogger. Pero desde el Oeste de Barbastro, hasta muy lejos en esa dirección, no solamente faltan toda traza de formaciones liásicas y jurásicas, sino que el Cretáceo mismo está solamente representado por una parte, la más alta, del Cretáceo superior. Este parecería descansar, en concordancia, sobre el Keuper en las Sierras Subpirenaicas, y sobre el Paleozoico, en total discordancia, en las Sierras Marginales. Al Oeste de Pamplona (fig. 17), reaparecen el Jurásico y el Liásico, o este último solamente, en la base de la serie cretácea, que de nuevo se completa con el Eocretáceo. Desde aquí hacia el Oeste la serie cretácea se hace rápidamente sumamente compleja y potente, potencia que se reduce al Oeste de Santander, donde seguimos encontrando en su base la serie liásico-jurásica, más o menos completa.

Al Oeste de Santander (figs. 17 y 30) se digita, como dijimos antes, en dos ramas que bordean respectivamente, al Norte y al Sur, la masa herciniana astur. En la septentrional encontramos de nuevo variaciones de yacientes para el Cretáceo, que es bastante mudable en sus espeso-

res. Unas veces es el Liás, otras el Jurásico, pero también el Permo-Triásico y el Paleozoico, lo que se encuentra en la base de aquel sistema. La rama sur descansa sobre diferentes tramos paleozoicos y es mucho más esquemática en su composición y espesores.

Vemos por consiguiente que, aun descritas en sus rasgos más generales, las características de yacientes, complejidad y espesores de las formaciones cretáceas resultan sumamente variables e indican un fondo de sedimentación muy movable y heterogéneo. No solamente es que los plegamientos neociméricos han compartimentado el seno sedimentario y han originado emersiones, incluso de grandes macizos, como el que se desarrolla al Sur del Pirineo entre Benabarre y Pamplona y otros, y que estos senos han funcionado luego con movilidades y descensos muy diferentes, sino que la acción erosiva postneocimérica ha creado relieves abrasivos de los que han sido arrastradas porciones considerables de la serie permo-jurásica presedimentada. Estos relieves quedan, con frecuencia, fosilizados por la sedimentación cretácea, a veces en magníficos ejemplos, sobre todo en las Cadenas Ibéricas, donde incluso se observan conglomerados cretáceos de base.

En las Cadenas Pirenaicas las discordancias angulares son prácticamente imperceptibles, salvo sobre el basamento herciniano, y sólo se aprecian por la variación gradual de los yacientes. Pero también ocurre que a veces el tránsito jurásico-cretáceo es no solamente gradual, sino imperceptible. Precisamente sucede en aquellas regiones en que se desarrolla el Cretáceo inferior en facies continental y coincide este hecho con una regresión del Jurásico más alto a facies igualmente continentales, que se designan conjuntamente como wealdenses. Sólo en los últimos tiempos se han dado cuenta los geólogos que parte de es-

tos depósitos de facies wealdense son realmente jurásicos, pero en la mayor parte de los casos es, por ahora, imposible establecer los límites. Estos tránsitos graduales, junto con su polo opuesto de supresión erosiva o sedimentaria de muchos tramos, subrayan el variado carácter y movilidad de fondo, tanto más cuanto que se reparten desordenadamente, al parecer, por el ámbito pirenaico.

También varían extraordinariamente, por consiguiente, los espesores del Cretáceo en los ámbitos pirenaicos.

Hagamos notar que el Neocretáceo es, al menos en su parte superior, una formación universal en el ámbito sedimentario pirenaico. Existe siempre, con un desarrollo ciertamente bastante variable en lo que se refiere a espesores y complejidad, no tanto en facies, y cuando falta lo es por acción erosiva postalpina. El Eocretáceo, por el contrario, falta, por defecto de sedimentación, en grandes sectores, y sus facies son mucho más heterogéneas. Puede decirse que la movilidad del fondo se atenúa a partir del Turonense y, sobre todo, la superficie de sedimentos se mantiene bajo la de las aguas a niveles mucho más uniformes, incluso muy uniformes. Son los fondos los que varían, pero no las facies, o lo hacen en grado más reducido.

El desarrollo del Cretáceo superior es casi en absoluto marino. A partir del Turonense dominan en él las calizas y margas calizas de profundidad reducida. A partir del Maestrichtense o del Maestrichtense superior la sedimentación se carga de arena, hasta que, finalmente, dominan las areniscas, y en algún caso incluso pasan a sedimentos continentales, aunque conservan el mismo carácter litológico. El Garumnense es, en el Pirineo, una formación predominantemente continental, margosa y ligeramente salífera, con calizas lacustres que recuerda en muchas ca-

racterísticas al Keuper, si bien su carácter salífero es mucho más moderado.

3) CUBRIENTES DEL CRETÁCEO

Respecto del techo de la formación cretácea diremos que está constituida, de manera prácticamente uniforme, por el Eoceno, si bien éste adopta diferentes facies. Con frecuencia está transgredido, erosivamente, por el Oligoceno continental, generalmente bajo facies de poderosos conglomerados basales y marginales.

El Garumnense constituye la separación entre Cretáceo y Eoceno en grandes extensiones de las regiones pirenaicas. En muchos casos el tránsito es gradual y se determina mal, pues el Eoceno se inicia por facies parecidas, de las que se separan difícilmente las garumnenses. Sin duda que en muchas zonas donde el paquete de estratos atribuido al Garumnense soporta directamente encima las calizas lutecienses de Alveolina, quedan incluidos también en aquél niveles paleocenos, si bien no sea posible su identificación litológica ni paleontológica. El Garumnense es la facies más corriente en los Pirineos Marginales y el Subpireneo, pero en la parte occidental está representado frecuentemente por facies marinas del Danés.

Al Oeste de Vitoria (fig. 17) hay un tránsito confuso en formaciones garumno-eocenas de tipo lacustre, pero distinto carácter litológico, puesto que no se presentan las facies abigarradas más o menos salíferas, sino margas y calizas terrosas blancas y arenas silíceas. En Asturias (fig. 30) el Paleogeno descansa sobre el Senonense sin que se aprecie la existencia de un Garumnense continental.

En cualquier caso estas variaciones se hacen gradual y sistemáticamente, de modo que cada tipo caracteriza grandes trayectos, y puede hablarse de un tránsito gradual y rápido de Cretáceo a Eoceno, de tipo regresivo, sin discordancias ni conmociones.

Añadamos que la deformación alpídica del ámbito pirenaico, anunciada por muy débiles movimientos preeocenos y preoligocenos, comienza dentro del Oligoceno, se completa durante la parte media y superior de esta formación, cuyo carácter es exclusivamente continental, y termina con la fase sálica, de modo que el Mioceno es ya horizontal y de facies lacustre.

D) Antecedentes y estado actual de conocimientos

De las formaciones cretáceas, y sobre todo de las pirenaicas, podemos decir que son probablemente las mejor conocidas de nuestro país, sin que eso quiera decir que estén bien conocidas, ni mucho menos. Quedan muchos problemas de estratigrafía por resolver; sobre todo de estratigrafía fina, en que por medio de cuidadas secciones estratigráficas, cotejadas por minuciosos estudios paleontológicos y micropaleontológicos, llegue a ser posible establecer al por menor la historia estratigráfica y las correlaciones. A pesar de ser las formaciones más estudiadas hemos de reconocer que sus determinaciones exactas son aún inciertas y se basan excesivamente en apreciaciones litológicas que, comprobadas después, han resultado mu-

chas veces falsas o por lo menos poco exactas. Ciertamente que los rasgos generales están establecidos con la suficiente solidez como para permitir formarnos una idea de la constitución, correspondencia e historia geológica a grandes rasgos, pero en el detalle, en la determinación fina, falta muchísimo por hacer.

Los estudios estratigráficos y tectónicos han sido desarrollados por gran cantidad de geólogos nacionales y extranjeros. En nuestra bibliografía, muy esquemática, se citan las obras de aquellos que en el pasado y en el presente han contribuido más a su establecimiento. Como es natural son los geólogos de la segunda época (los de la primera, hasta 1875, fueron los precursores) los que en detalladas exposiciones ampliaron las bases estratigráficas con gran copia de datos paleontológicos. Hemos de citar los nombres de Adán de Yarza (1, 1877; 2, 1885; 3, 1886), Barrois (12, 1880), Carez (15, 1881), Larrazet (26, 1896), Mallada (28-29, 1878; 30, 1882; 31, 1904), Maureta y Thos (33, 1881), Puig (38, 1888), Sánchez Lozano (46, 1884) y Vidal (49, 1874; 50, 1875; 51, 1877; 52, 1886), quienes establecieron la estratigrafía cretácea del Pirineo en bases sólidas.

Los de la tercera época, o de transición entre éstos y los contemporáneos, perfeccionaron con gran copia de datos aquella estratigrafía, al mismo tiempo que dieron a la interpretación tectónica caracteres de modernidad. Son señaladamente importantes las contribuciones de Dalloni (18, 1910; 19, 1930), Kindelan (22, 1919), Mengaud (34, 1920) y Palacios (36, 1915; 37, 1916).

La última época, o actual, se caracteriza, en general, por tender más bien a interpretaciones tectónicas y paleogeográficas, y aunque aporten caudal de nueva información estratigráfica se apoyan, en mucho, en los estudios

y conocimientos adquiridos por sus predecesores. En sus trabajos apoyaremos primordialmente nuestra explicación. Los iremos citando a lo largo de nuestra exposición.

En cuanto al desarrollo del estudio paleontológico han contribuido los mismos geólogos, y además, entre otros, Bataller (13, 1947), Lambert (25, 1935) y Mallada (28), quienes han publicado sinopsis parciales o completas de las especies cretáceas.

Ambientadas así las formaciones cretáceas del Pirineo español, en sus marcos geográfico y facial-sedimentario, podemos pasar a exponer su evolución desde el extremo Este al Oeste del Pirineo, y nos apoyaremos para ello en una serie de cortes tipo y en una descripción del carácter de la evolución entre corte y corte.

II. ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN

A) Pirineo propiamente dicho. Sector oriental

La extremidad oriental del Pirineo (fig. 2) fué descrita en conjunto por Ashauer (10, 1934) y revisada más tarde por Ashauer y Teichmüller (11, 1936). Como no ha vuelto a ser considerada después en gran escala nos sujetamos a sus interpretaciones.

1) MANIFESTACIONES MÁS ORIENTALES. ZONA DE TORROELLA-BAÑOLAS

La manifestación más oriental de esta extremidad oriental y, por consiguiente, de toda la Cadena Pirenaica, la constituyen las diminutas islas Medas. Éstas forman a su vez parte de un elemento algo mayor, pero muy pequeño de todas maneras: el afloramiento cretáceo de Torroella de Montgrí, en la costa al NE. de Gerona.

Su posición cardinal en la extremidad oriental de la serie cretácea pirenaica y su situación de singular aislamiento, así como el papel que ha desempeñado en algunas

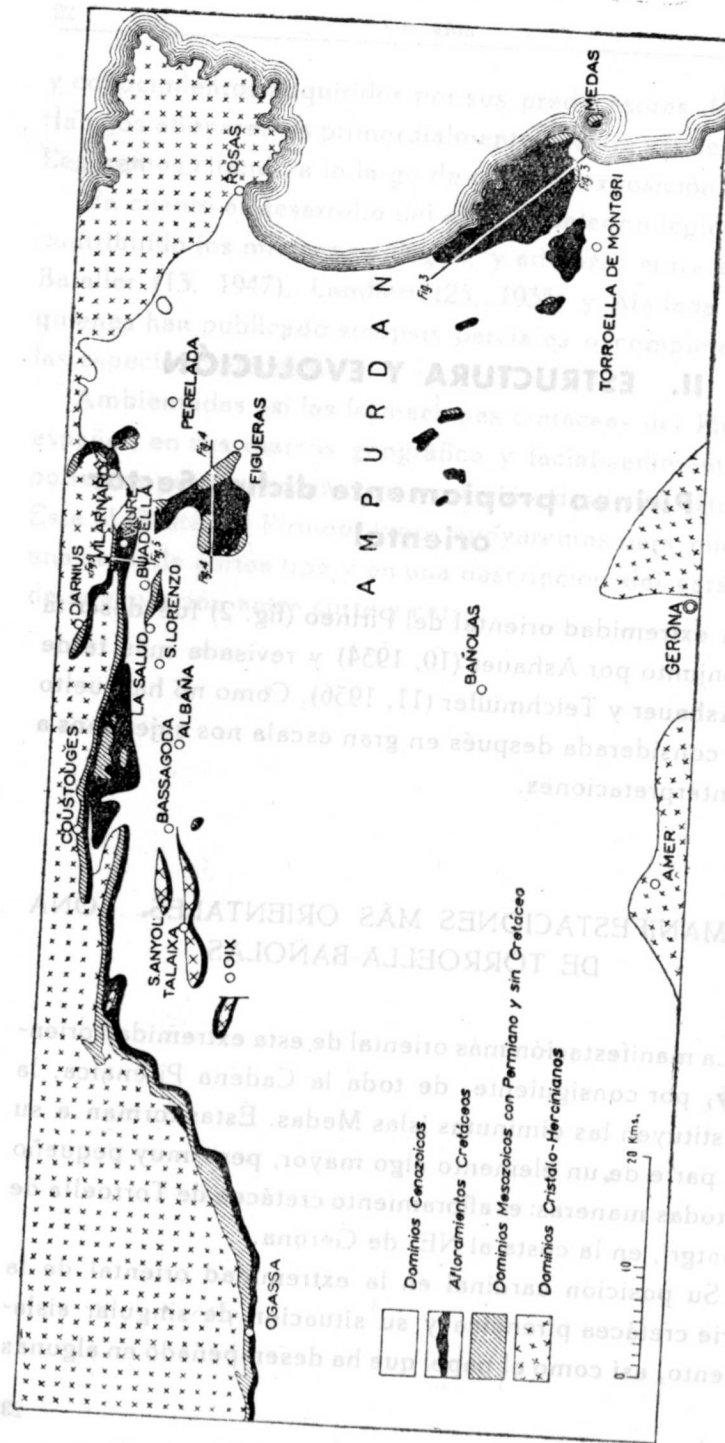


Fig. 2. - Esquema de los principales afloramientos cretáceos del Pirineo Oriental.

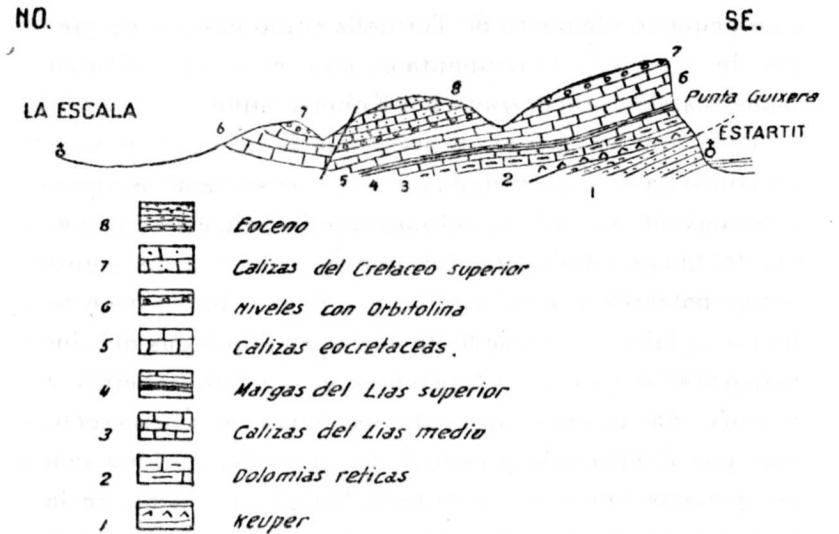


Fig. 3. - Cretáceo de Torroella de Montgrí (según San Miguel y Solé, 1952; esquematizado, sin escala).

interpretaciones de los empalmes de las cadenas alpinas, nos obliga a detenernos en su análisis con cierto detalle.

Como decimos, se trata de un afloramiento de reducida superficie, y aislado, ya que las áreas extensas y continuas de afloramientos cretáceos no empiezan hasta llegar al río Llobregat (fig. 6) (Berga, Manresa, Barcelona), mucho más al Oeste.

Ha sido estudiada, en tiempos más modernos, por San Miguel de la Cámara y Solé (45, 1952) y por Ashauer (10, 1934), casi simultánea pero independientemente.

Este extremo más oriental del Cretáceo pirenaico está constituido por una serie, mal conocida en su detalle, que

se ha dividido (fig. 3) en un paquete basal de calizas con pedernal, eocretáceas (220 m. de espesor), que contienen Orbitolina y Requienia y sustenta otras calizas neocretá-

ceas, algo más margosas (120 m.), en que se estima representado el Cenomanense y demostrado el Senonense. Según Ashauer el Cretáceo superior es transgresivo sobre el Urgo-Aptense, como consecuencia de fases austricas. La serie cretácea tiene como yacente el Liásico y el Keuper.

San Miguel y Solé, y Ashauer, coinciden en que este conjunto descansa sobre el Eoceno. Ambos admiten que está enraizado por el SE., mediante los afloramientos liásicos y triásicos del elemento, cuya disposición es tabular y tendida. Pero los dos primeros geólogos lo estiman como un cabalgamiento, mientras que Ashauer lo interpreta como un verdadero manto cobijante. La vergencia se dirige al Este-Sureste. Por estos hechos Ashauer hace jugar este pequeño elemento de Torroella como una de las piezas de evidencia fundamentales para establecer el arco balear-catalán preconizado por Kober y Stille.

Pero conviene hacer observar que la serie secundaria de Torroella está constituida por una secuencia de: Keuper, dolomías réticas, calizas del Liás inferior y margas fosilíferas del Liás medio y superior, que es común a las series bético-baleares y a las pirenaicas. Pero a partir de este punto, la falta en Torroella de las facies profundas del Jurásico medio y superior (presentes en las series bética y balear) con un hiato que abarca hasta el Eocretáceo, crea una situación de gran analogía, si no de identidad, con las gemelas, tanto de los Pirineos Marginales como de la región subpirenaica (analogía con la Sierra del Montsech —fig. 12—, al Norte de Lérida, entre otras). Analogía que se extiende al cabalgamiento sobre el Eoceno, mediante estrujamiento del Keuper o resbalamiento sobre él. Sedi-mentariamente el afloramiento de Torroella emparenta inmediatamente con las series pirenaicas y debe considerarse como la prolongación de las Sierras Subpirenaicas al

otro lado del Macizo hercínico del Ampurdán, extremidad oriental del Macizo del Ebro.

El enlace con las Baleares es, por consiguiente, aunque posible, problemático, porque exige una extrapolación que se refiere tanto a la disparidad estratigráfica como a la distancia física, que, según el estado actual de conocimientos, parece excesiva, salvo como hipótesis de trabajo. La forma arqueada del cabalgamiento de Torroella tampoco es argumento de suficiente fuerza de convicción, pues en las sinuosas líneas tectónicas de las Sierras Subpirenaicas pueden encontrarse muchos retazos de idéntica disposición y conformación.

Por otra parte la estratigrafía fina del macizo de Torroella no se conoce aún con suficiente detalle como para apoyar sobre ella hipótesis de tal alcance.

Podemos pues aceptar que Torroella constituye un elemento típicamente pirenaico y no un eslabón intermedio de unión con otras series más complejas, sin que podamos negar tampoco que dicho empalme realmente se efectúe como afirman Kober y Stille. Es muy posible que sea así, pero el afloramiento de Torroella no constituye argumento de fuerza especial para confirmarlo.

De descubrimiento reciente son una serie de diminutos afloramientos cretáceos que se extienden al Oeste y Nor-este inmediato del de Torroella (fig. 2) y asoman entre las formaciones eocenas y pliocenas comprendidas entre aquella localidad y Bañolas. Han sido descritos, muy recientemente, por Solé, Fontboté, Masachs y Virgili (48, 1956). Están constituidos por calizas compactas, no determinadas paleontológicamente, pero que se relacionan inmediatamente con los afloramientos de Torroella. Algunas de estas manchas van acompañadas de salidas de Keuper, lo que las liga a su raíz en el substratum. Cabalgan igual-

mente al Eoceno. Todas estas características indican una relación estrecha con el afloramiento de Torroella.

2) REGIÓN DE FIGUERAS

Otra serie de afloramientos cretáceos muy orientales, son los de la región de Figueras (fig. 2), al Norte de los anteriores y en posición marginal con respecto a la zona axil.

Existen allí formaciones del tipo de la de Torroella, tanto en facies como en potencias. Descansan sobre diferentes tramos del Lías y ponen en evidencia los movi-

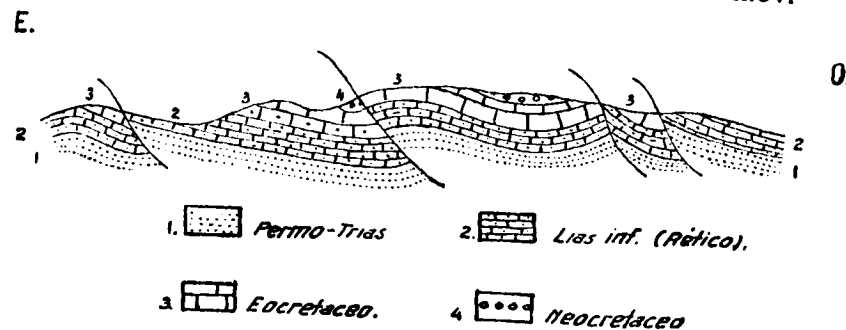


Fig. 4.—Cretáceo al NO. de Figueras (esquemático de Ashauer, sin escala, 1934).

mientos precretáceos tan patentes en toda la región pirenaica. Pero además está representado también el Cretáceo superior, más completo y mejor caracterizado que en Torroella.

Al Oeste de Figueras, la serie (fig. 4) ofrece un espesor, poco más o menos, de 200 m. La parte inferior está constituida por 120 m. de calizas compactas que corres-

ponden al Aptense inferior, la parte media por 50 m. de calizas margosas, todo ello con fauna de Requienia y Orbitolina, y los 40 m. más altos, son areniscas y calizas arenosas con Orbitolina, del Albense. Parece existir una laguna que se extiende desde el Albense hasta el Santonense, pero el Neocretáceo está representado, en los afloramientos más al Noroeste de Figueras, por formaciones que abarcan desde el Coniacense hasta el Garumnense, ambos incluidos. Los diferentes yacimientos de este Cretáceo superior indican una transgresión sobre el Zócalo del Ampurdán (fig. 2), transgresión que procede del Este y que invade, según Ashauer, sinclinales originados por plegamientos austríacos.

Recordamos, según dijimos antes, que Ashauer y Teichmüller (10 y 11), Marcet (32) y Colom (17), han representado la evolución paleogeográfica de las formaciones del Pirineo oriental, y de sus facies y espesores, en esquemas seriados, que son muy útiles para su interpretación. La disposición tectónica de estos afloramientos es violenta, y está complicada por imbricaciones y cabalgamientos. Las vergencias son al Sursureste.

3) REGIÓN AL NORTE DE FIGUERAS

Aún más al Norte de Figueras (fig. 2) tenemos, a lo largo de la línea Viure-Darnius, una faja de Cretáceo superior de reducido espesor. Es prolongación de la serie de Figueras, pero descansa ahora sobre el Rético. Al acercarnos al Pirineo Axil, en cuyas inmediaciones estamos, ha desaparecido además el Eocretáceo.

En Viure existe solamente un Cretáceo superior redu-

cido a 45 m. de Campanense margoso-areniscoso con rudistos, un Maestrichtense detrítico de 90 m. de espesor y Garumnense.

Al Norte y Noroeste de Viure, el Neocretáceo queda reducido al Garumnense, en su típica facies continental (fig. 5). Reposa sobre el basamento cristalino del Pirineo Axil, mediante una banda de Permo-Trías. Este punto es

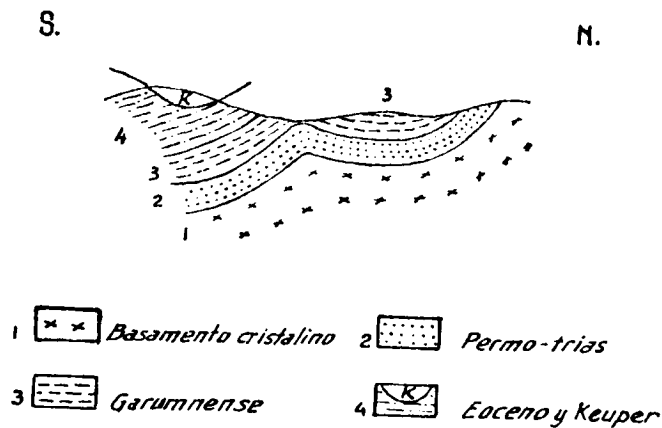


Fig. 5. —Cretáceo al NO. de Viure (esquemático de Ashauer, sin escala, 1934).

sumamente interesante, porque aquí ligamos ya con una serie de afloramientos cretáceos continuos a lo largo de todo el Pirineo o que enlazan inmediatamente con otros que lo son. Se trata de una banda muy tenue todavía (sus espesores no exceden, cuando más, de 100-120 metros) y muy estrecha, pero que se prolonga muy lejos por el Oeste, con parecidas características. Está desplazada alguna vez por accidentes tectónicos transversales. El Garumnense está constituido por arcillas rojas y calizas lacustres.

Esta banda garumnense margina al Sur todo el Pirineo

Axil (figs. 2 y 6), desde Viure, por Ogassa, hasta cerca de Seo de Urgel.

Al Sur de ella se extiende el Eoceno hasta muy lejos (hasta Torroella y Gerona), y desde allí se apoya (fig. 1) en la Cordillera Catalana, directamente sobre el Trías o sobre el basamento herciniano.

Saltamos ahora al Noroeste de Figueras (fig. 2), donde sobre el basamento herciniano existen, entre Vilarnad y Peralada, afloramientos mesozoicos depositados en forma de sinclinales de escaso relieve, en cuya composición participa el Cretáceo, como Maestrichtense detrítico y algo lignífero y con espesores de 40 metros.

Una mancha gemela de ésta, por su disposición, es la que describe Ashauer, en Amelie-les-Bains. Esta mancha cretácea de Amelie-les-Bains, está situada entre Ceret y Arles, sobre el río Tech, por consiguiente en territorio francés. Aislada sobre el basamento herciniano, es decir, en la Zona Axil y mucho más remota de las manifestaciones cretáceas septentrionales del Pirineo, se considera afín, paleogeográficamente, a las que acabamos de mencionar. En un agudo sinclinal vergente al Sur, pellizcados entre formaciones de plegamiento herciniano, aparecen el Santonense, con Hippurites, Campanense, Maestrichtense, con unos 170 metros de espesor y facies margoso-arenosas que presentan intercalaciones de calizas de Hippurites, y Garumnense, con espesor conjunto máximo algo menor de 400 metros.

4) AFLORAMIENTOS EN EL EOCENO ENTRE FIGUERAS Y OGASSA

Dentro de la gran extensión eocena antes mencionada (que constituye geológicamente la terminación Noroeste del valle del Ebro) (fig. 2) y en su parte septentrional, al nivel de las Sierras Marginales, existen algunos afloramientos cretáceos de dimensiones reducidas.

El más extenso fué estudiado por Ashauer bastante al por menor. Lo interpreta como una cobijadura que denomina del Monte Grillera. Está en la misma línea fronteriza entre España y Francia, y se extiende desde inmediatamente al Sur de Coustouges, hasta el Norte de Bassagoda y Albañá.

Este afloramiento ofrece el interés de mostrar, de nuevo, una serie del Neocretáceo que se inicia en el Senonense inferior y termina en el Garumnense. Está en contacto con el Garumnense de la banda marginal. El Neocretáceo descansa sobre el Rético y debajo hay Keuper y Permo-Trías sobre el basamento. El Cretáceo superior es transgresivo sobre sus diferentes yacientes y su espesor es de 220 metros.

La serie es anormal aquí, puesto que la serie autóctona de la banda marginal Viure-Ogassa, consta sólo de Garumnense. Estima Ashauer que procede del Norte, con una distancia horizontal de transporte de unos 15 kilómetros por lo menos. El dispositivo tectónico es muy complejo. Su origen probable: mancha de Amelie-les-Bains.

Otros afloramientos entre el Eoceno, de Oeste a Este, son: La Salud, al Sureste del Monte Grillera, y Sant

Anyol, Talaixa y Oix, al Suroeste. Como dijimos antes, son de reducida superficie. Corresponden a las series de las estructuras marginales y afloran merced a accidentes tectónicos. En ellos el Garumnense se apoya directamente sobre el Permo-Trías y éste sobre el basamento herciniano. Son gemelos estratigráficos de la banda marginal.

5) FAJA GARUMNENSE DE VIURE A OGASSA Y MÁS ALLÁ

Sigamos en nuestra descripción, hacia el Oeste, la marcha de las diferentes formaciones cretáceas del Pirineo. Volvemos por consiguiente a la estrecha faja (fig. 2), que apoyada directamente sobre el Permo-Trías constituye la formación marginal del Pirineo Axil, desde Viure, por Coustouges y Rocabruna, hasta Ogassa. Por el Sur de ella, como dijimos, se extienden hasta muy lejos las formaciones eocenas.

Dicha faja se prolonga aún muy allá en dirección oeste, hasta cerca de Seo de Urgel (fig. 6). Su espesor oscila entre 100 y 175 m. y engrosa de Este a Oeste. Este Garumnense se compone de arcillas y margas rojas y verdes, areniscas y conglomerados, bancos de calizas lacustres, en general fétidas y oscuras, alguna dolomía y algo de yeso.

Al Oeste de Ogassa empiezan a aparecer, bajo el Garumnense, otros tramos del Cretáceo superior, que también engrosan en la misma dirección y pasan de la nada hasta unos 100 m. Se trata de tramos donde dominan los materiales detríticos, conglomerados y areniscas cuarcíferas, y cuando hay margas o calizas, son también muy arenosas. Tienen como yacente el Permo-Trías y éste, a su

vez, el basamento herciniano. Al tratarse de facies marginales y a pesar de su aspecto maestrichtense, no se puede asegurar que realmente sea esa su edad, aunque es lo más probable. En la parte más occidental de esta banda se cita la presencia del Campanense.

Su tectónica es en general muy sencilla, pero en algunos sectores es, en cambio, muy violenta.

Al techo recibe normalmente el Eoceno. Se extingue poco antes de llegar al valle del río Segre (Seo de Urgel-Balaguer-Lérida).

B) Pirineo propiamente dicho. Sector central

Si nos desplazamos ahora un poco más al SO. vemos surgir, de la gran extensión eocena antes mencionada (fig. 6), poco antes de llegar al río Llobregat (Berga-Manresa-Barcelona), al NE. de Berga, un gran macizo en que dominan formaciones cretáceas. Está separado de la estrecha faja garumnense-eocena que margina al Pirineo Axil cristaloherciniano, anteriormente descrita, por una gran falla que origina contactos anormales, incluso del Keuper con distintos tramos eocenos.

Hemos llegado a la extremidad oriental de la gran masa de Sierras Marginales que llegan, por el Oeste, sin discontinuidad en las formaciones neocretáceas, hasta el Pirineo Vasco-Cántabro (fig. 17) y que se prolongan igualmente aún mucho más lejos, hasta la más remota extremidad del Pirineo más occidental (fig. 30).

Desde su aparición (fig. 7), hasta más allá del río Llobre

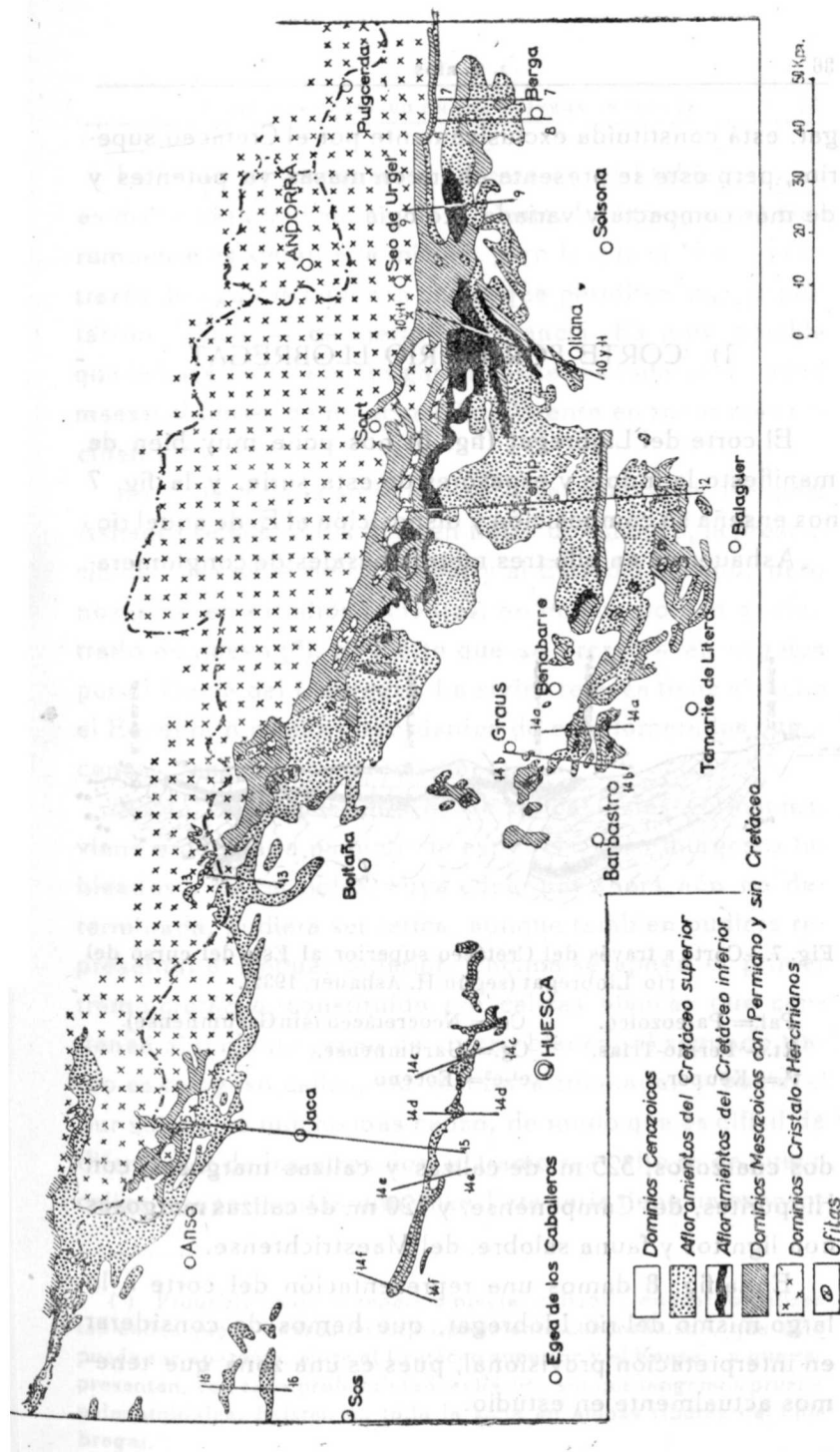


Fig. 6.—Pirineo propiamente dicho. Sector central.

gat, está constituida exclusivamente por el Cretáceo superior, pero éste se presenta ahora en masas ya potentes y de más compacta y variada litología.

1) CORTE POR EL RÍO LLOBREGAT

El corte del Llobregat (fig. 8) nos pone muy bien de manifiesto la índole y espesores de esta serie, y la fig. 7 nos enseña su composición y disposición al E. de aquel río.

Ashauer ve en ella tres metros basales de conglomerados

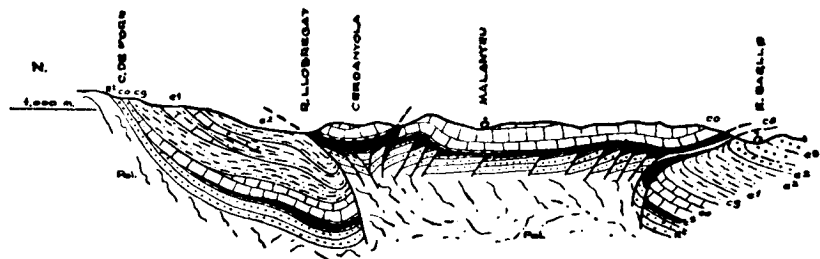


Fig. 7.—Corte a través del Cretáceo superior al Este del curso del río Llobregat (según H. Ashauer, 1932).

Pal.= Paleozoico. Co.= Neocretáceo (sin Garumnense).
Rt.= Permo-Trías. Cg.= Garumnense.
t².= Keuper. e¹-e³= Eoceno.

dos cuarzosos; 325 m. de calizas y calizas margosas, con Hippurites, del Campanense, y 120 m. de calizas margosas con lignitos y fauna salobre, del Maestrichtense.

En la fig. 8 damos una representación del corte a lo largo mismo del río Llobregat, que hemos de considerar en interpretación provisional, pues es una zona que tenemos actualmente en estudio.

La facies garumnense es potente en el Llobregat y lo es más aún inmediatamente al Oeste. La litología del Garumnense es siempre la misma, pero lo que al Norte eran trazas de lignitos aquí son capas que permiten una explotación industrial de cierta importancia. Es muy posible que la base de esta facies garumnense sea todavía de edad maestrichtense, como ocurre igualmente en zonas más occidentales.

En la base de la serie neocretácea domina el Keuper; Ashauer señala, en la margen norte del macizo, la presencia del Lías en el río Llobregat y al Este del mismo, pero nosotros, en estudios recientes, no hemos podido encontrarlo de nuevo (*). Es cierto que se presenta en seguida por el Oeste del Llobregat. La serie cretácea tiene al techo el Eoceno, o masas discordantes de conglomerados oligocenos, transgresivos erosivamente.

Sobre el Keuper, que es de típica facies germánica, viene un delgado paquete de estratos calizo-margosos tableados y de carníolas, cuya edad, por ahora aún no determinada, pudiera ser rética, aunque también pudiera representar el Keuper superior. Encima se apoya el primer tramo cretáceo, constituido por calizas blancas que contienen abundante grano de cuarzo blanco; el segundo tramo es margoso-calizo, de textura arriñonada, y hacia el Sur se vuelve mucho más calizo, de modo que es difícil de diferenciar de los otros dos; el tramo más alto es de nuevo calizo y soporta el Garumnense. Esta serie tiene un espesor

(*) Probablemente se refiere a niveles calizos y de margo-calizas tableadas que se intercalan en sorprendente concordancia, que sólo puede ser aparente, entre el Cretáceo superior y el Keuper, y que representan, con toda probabilidad, el Rético, sin que tengamos prueba paleontológica. Existen en toda la zona en ambas riberas del Llobregat.

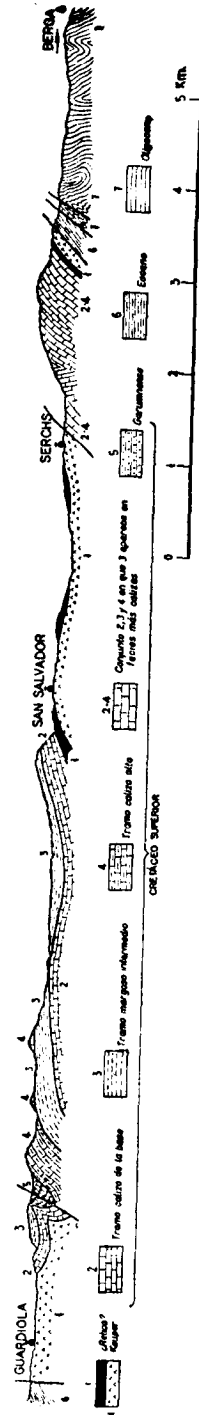


Fig. 8. — Corte geológico a lo largo del alto Llobregat entre Guardiola y Berza (interpretación provisional, J. M. Ríos, 1955).

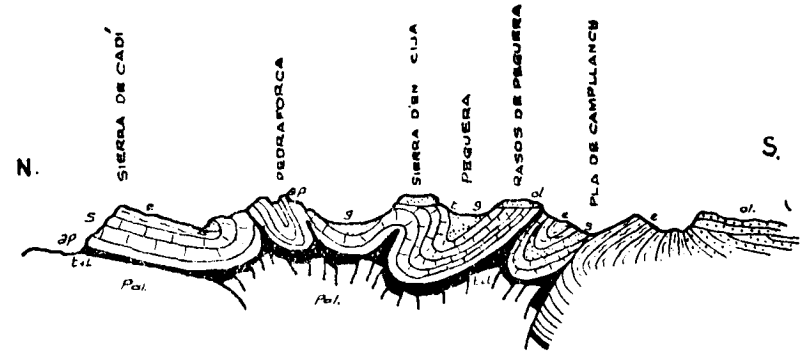


Fig. 9. — Corte geológico del plieguediapírico de la zona de Pedraforca (según N. Llopis, 1936; escala horizontal 1:150.000).

Pal. = Paleozoico. s. = Senonense.
 t + l. = Trías + Liásico. g. = Garumnense.
 ap. = Aptense + Dogger. e. = Eoceno.

de 600-650 m., repartido en 175 m. de calizas blancas inferiores, 175 m. de margas y 200-300 m. de calizas superiores. Nos plantea un problema paleontológico-estratigráfico aún no resuelto, puesto que es una zona que tenemos actualmente en estudio. Se ha estimado unas veces que empieza en el Cenomanense, otras en el Turonense y otras en el Senonense, para terminar en el Maestrichtense. En este corte, por ahora, sólo tenemos buenos fósiles de nivel en los tramos más altos, que son maestrichtenses. Pero toda la sección contiene microfósiles, orbitoides al parecer, lo

que limitaría la edad de todo el conjunto al Senonense superior. Sin embargo, en la zona inmediatamente al Oeste hemos encontrado buenos fósiles, relativamente abundantes, que suponen la presencia de todo el Neocretáceo, Cenomanense incluido. Esperamos poder aclarar esta duda, mediante una recogida y clasificación cuidadosa de fósiles,

a la terminación de los estudios que realizamos actualmente. Recordamos a este respecto que Boissevain (14, 1932) afirma que en la Sierra del Cadí (fig. 9) (borde septentrional del macizo, al Oeste del Llobregat), con su gran espesor de sedimentos cretáceos, se encuentra sólo el Maestrichtense, y se basa para ello en buenas y completas determinaciones paleontológicas.

El Garumnense es muy potente y se descompone en varios tramos. Como dijimos antes, es posible que la parte más baja represente aún el Maestrichtense más alto. En la base tiene 100 m. de margas y margas calizo-arenosas, que soportan el paquete lignífero de Figols, cuyo espesor es de 45 m.; luego vienen unos 300-350 m. de margas y arcillas rojas y verdosas y areniscas, coronadas por calizas del Danés, con espesor de 100-120 metros, y luego de nuevo 260 m. de facies garumnense de margas y margas calíferas con diversos lentejones calizos, con espesor algo menor de 400 m., en que podría estar representada ya la base del Eoceno con la misma facies.

2) LA ZONA AL OESTE DEL RÍO LLOBREGAT, HASTA EL RÍO SEGRE

Pero inmediatamente al NO. y O. la serie secundaria se hace más compleja y se desarrolla una evolución estratigráfica normal dentro de una gran complicación tectónica. Es la zona del Macizo de Pedraforca, cuya disposición hemos ilustrado con un corte de Llopis (27, 1936) (fig. 9).

No sólo se encuentran en su yacente el Lías y el Dogger, sino que el Cretáceo inferior mismo aparece con espesores reducidos, que Llopis estima en 140 metros. Está

representado el Aptense, compuesto por calizas bastas, fétidas y compactas en la base, y margas grises compactas, con glauconia.

Es bastante fosilífero y contiene orbitolinas. Encima descansan el Neocretáceo, con potencia más reducida que en el corte del Segre, y el Garumnense, con espesores algo más reducidos.

Conviene señalar que en estas cadenas la evolución estratigráfica es mucho más rápida y acusada de N. a S. que de E. a O., de modo que exige para su comprensión un análisis menos distanciado de N. a S. que de Este a Oeste.

En líneas generales, la serie secundaria es mucho más esquemática, y sus espesores más reducidos a partir del centro, en dirección al Norte y al Sur. Corresponde este fenómeno a una migración de la línea de máximos espesores a lo largo de los tiempos postjurásicos. El fondo geosinclinal se desplaza en dirección al Sur, huyendo de la zona axil, desde el Eocretáceo hasta que queda fijado tras los plegamientos oligocenos en la actual depresión del Ebro. Este esquema es válido para toda la Cadena Pirenaica, tomando esta denominación en su sentido más lato. De Este a Oeste, las formaciones son más irregulares y caprichosas y no parecen dejarse encerrar en una norma. Del Llobregat hacia el Oeste, el Cretáceo inferior engrosa muy rápida y considerablemente. En el Cretáceo superior ocurre lo mismo. Pero al aplicar esta generalización hay que tener en cuenta que toda desviación hacia el Sur implica un aumento hasta alcanzar un máximo, luego, una disminución.

Como no podemos extendernos en detalles, pasaremos ahora a describir la serie más al Oeste, tal como nos la muestra el magnífico corte natural del río Segre, entre Oliana y Seo de Urgel.

3) CORTE DEL RÍO SEGRE

El corte natural que ofrece el río Segre (figs. 10 y 11) pone magníficamente de manifiesto la índole estratigráfica y disposición tectónica del Cretáceo desde el SO. de Seo de Urgel, donde la serie mesozoica se apoya sobre el basamento herciniano, hasta Oliana, donde queda oculta bajo el Eoceno y Oligoceno. Fué estudiado por Ríos (40, 1951).

a) Sierras Marginales

En el sector norte la serie cretácea es potente en el Eocretáceo, que se apoya sobre dolomías del Dogger sustentadas por el Lías, margoso en su parte alta, luego calizo, y por carniolas réticas que descansan sobre el Keuper, y éste a su vez sobre el Permo-Trías. Debajo está la gran discordancia correspondiente a los plegamientos hercinianos.

El Cretáceo inferior se ofrece en la parte septentrional del corte en potentes masas calizas, grises, compactísimas, cuyo espesor se considera cercano a los mil metros, pero no se ha determinado todavía con exactitud debido a que está afectado de trastornos tectónicos aún no bien conocidos en su detalle. Es escasamente fosilífero y su facies es urgo-aptense. Soporta margas grises con *Orbitolina* y otros fósiles que representan el Albense y Cenomanense, en espesor algo superior a los 1.000 metros. El espesor de ambos tramos disminuye hacia el Sur y llegan a desaparecer totalmente, como veremos en seguida.

b) Sinclinorio intermedio

A la altura de Orgaña, más o menos a mitad del corte, estos tramos eocretáceos soportan las últimas manifestaciones septentrionales de Cretáceo superior, que más al Norte ha desaparecido arrastrado por la erosión. Este Cretáceo superior, de índole más bien caliza, es relativamente poco potente y de monótona litología. Se admite que representa todo el Neocretáceo. Sobre él descansan, parcialmente, conglomerados oligocenos en discordancia erosiva.

c) Sierras Subpirenaicas

Si avanzamos hacia el Sur vemos cómo el Cretáceo superior aumenta gradual, pero rápidamente, en espesores y variedad litológica. A partir de Coll de Nargó encontramos: primero el Garumnense con facies continental y espesor relativamente considerable; la parte más baja es posiblemente aún maestrichtense. Debajo hay un potente Maestrichtense marino, coronado por areniscas y calizas areniscosas, y constituido, luego, por margas, arenosas en la parte alta y arriñonadas en la parte baja; luego potentes calizas campanenses y debajo el Coniacense-Turonense, de margas y margas calíferas. La presencia del Cenomanense, aunque posible, no está demostrada paleontológicamente: los demás términos de la serie están localizados por abundantes y variadas determinaciones paleontológicas. Al Sur de Coll de Nargó ya no se encuen-

tra rastro del Cretáceo inferior y la serie neocretácea descansa directamente sobre las dolomías del Dogger.

d) Datos complementarios

La estructura tectónica es complicada. El sinclinal de Orgaña es la expresión mínima del sinclinal que separa las ramas marginales y subpirenaicas. Estas últimas se presentan como una serie de pliegues-falla cabalgantes vergentes al Sur e imbricados.

Vemos que los máximos espesores del Eocretáceo inferior, con 1.000 m., por lo menos, de calizas urgo-aptenses, se encuentran en el borde norte del macizo. Más al Sur, son las margas aptense-cenomanenses las que rebasan los 1.000 m., y es probable que ahí ya hayan disminuído considerablemente, bajo ellas, los espesores urgo-aptenses. Los del Cretáceo superior son muy reducidos y a la altura de Orgaña no rebasan los 350 m., incluido el Garumnense, que está incompleto.

Pero más al Sur, en Coll de Nargó, el Garumnense ha engrosado hasta los 1.000 m., y al Sur de allí el Maestrichtense, de variada litología, mide 1.400 m.; el Campanense, 400 m., y el Cenomanense-Santonense, 350-400 metros. Ha desaparecido el Eocretáceo. Hacia Oliana el Garumnense ha quedado reducido a un espesor normal de menos de 100 m., el Neocretáceo está representado todo él por bancos dominantes calizos que no se separan en pisos, y mide, en conjunto, no más de 300-400 metros. Descansa directamente sobre el Dogger. Es decir, ha desaparecido todo el Eocretáceo, el Neocretáceo se ha simplificado notablemente, y sus espesores han quedado muy

reducidos. La fig. 11, representa en esquema, pero más visualmente, las variaciones de espesores. Coincide aproximadamente en su trazado con el de la fig. 10.

La presencia de espesores relativamente potentes en el Eocretáceo de la margen septentrional, y la falta de facies marginales, nos indican que las formaciones cretáceas debían extenderse más al Norte antes de ser arrasadas por la erosión; posiblemente cubrían toda la zona axial.

4) CORTE POR EL RÍO NOGUERA-PALLARESA

Ahora anticipamos acontecimientos al trasladarnos a Oeste, al espléndido corte del río Noguera-Pallaresa (figura 12), cuya constitución, semejante a la del Segre, conviene presentarla junta para mejor comparación de su evolución. Fué estudiado por Misch (35, 1934) y Ríos (40 b; 1953).

a) Sierras Marginales

Si partimos de Norte a Sur, es decir, desde Senterada en dirección a Balaguer (fig. 12 a), encontramos que el Eocretáceo está en contacto con el Keuper, pero en realidad no descansa sobre él, sino que aquél es de índole tectónica. De ser aún normal aparecerían por debajo los tramos clásicos del Lías, es decir, carniolas réticas, calizas y margas del Lías inferior y medio, así como también las dolomías del Dogger. El primer tramo cretáceo que deberíamos encontrar son las calizas urgo-aptén-

ses, mucho menos potentes que en el corte del Segre, pero han desaparecido también en la fractura; luego hallamos realmente las margas pizarreñas oscuras del Aptense-Albense-Cenomanense, entre las que se intercala un tramo calizo. Están coronadas por otra bancada caliza que debe corresponder al Cenomanense superior. El Turonense no está determinado ni litológica ni paleontológicamente, pero probablemente existe. Encima se desarrolla una serie potente de margas grises en cuya parte inferior se determina bien el Coniacense, mediante equínidos y ammonites; en la misma facies margosa están incluídos el Santonense, Campanense y Maestrichtense inferior. El superior se desarrolla con facies de margas y margas calizas muy arenosas, con grano de cuarzo blanco y de verdaderas areniscas con Orbitoides. Este conjunto soporta una potente facies garumnense en la que alguna recurrencia marina intercalada, en su parte baja, con Hippurites, parece indicar que comprende aún Maestrichtense.

b) Sinclinorio intermedio

El Garumnense se dispone en amplio sinclinal (figura 12 b). Es el sinclinorio de que hablamos en la introducción, que desde aquí hasta muy lejos por el Oeste separa muy netamente las Sierras Marginales, al Norte, de las Subpirenaicas al Sur. Un poco desplazada al Norte de su eje está la localidad de Tremp, de la que recibe el nombre. Al Sur se desarrolla la serie de Sierras Marginales, constituídas por una serie de pliegues-falla, cabalgantes hacia el Sur, que dan origen a una estructura imbricada.

c) Sierras Subpirenaicas

1) **1.ª Escama: Los Montsechs.**—Al Sur del Garumnense de Tremp, el Cretáceo superior se ha hecho más potente, y su litología es más compleja y variada. Muchos de sus tramos aparecen, no como margas, sino como calizas.

El río Noguera-Pallaresa corta las Sierras a través de estrechos tajos (Sierras del Montsech) (fig. 12 c), de paredes casi verticales de gran altura. Las capas cimera son calizas areniscosas del Maestrichtense superior; la parte baja del Maestrichtense viene reunida con el Campanense bajo forma de potentes bancos calizos. El Santonense-Coniacense se presenta como margas y margas calizas y arenosas, y areniscas. Una serie de bancos inferiores, compuestos por areniscas silíceas y calizas arenosas deben representar el Turonense y el Cenomanense. Faltan las areniscas silíceas del Albense, no siempre presentes, y cuya facies se estima continental, o sobre margas de la misma edad y facies marina, y éstas a su vez sobre una gruesa bancada de calizas grises oscuras del Urgo-Aptense, que descansan sobre dolomías del Dogger y éstas sobre el Lías. De modo que las calizas urgo-aptenses constituyen la parte más baja del Eocretáceo. El conjunto cabalga al Eoceno.

2) **2.ª Escama: San Mamet.**—Si avanzamos más hacia el Sur vemos surgir, bajo el Eoceno, la misma serie cretácea, pero sumamente esquemática y con espesores extraordinariamente reducidos (fig. 12 b y c). El Garumnense, tan potente en Tremp, apenas rebasa los 50-60 metros.

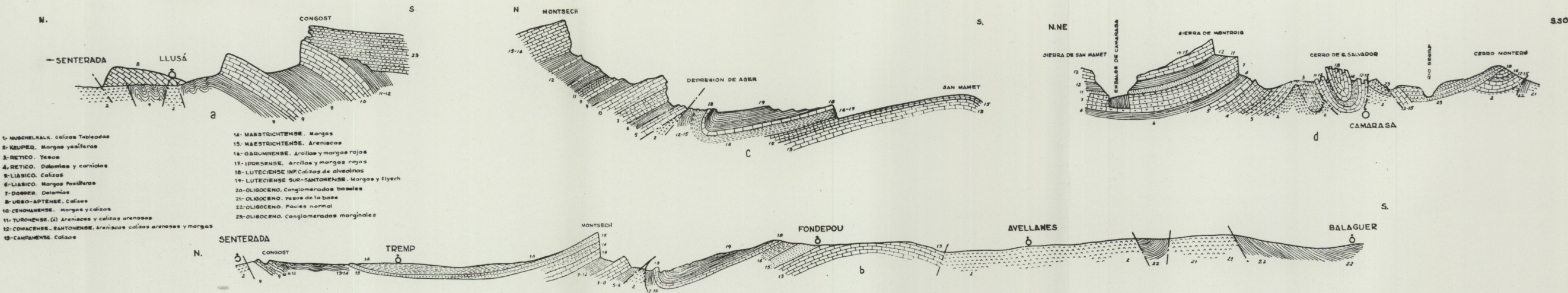


Fig. 12.—Cortes geológicos a través de la depresión de Tremp y de sus Sierras Marginales (croquis libre, sin escala). (J. M. Ríos, 1952).

El Maestrichtense superior está representado por areniscas blancas de débil espesor y el resto de los niveles del Cretáceo superior aparece reunido en un conjunto calizo de potencia relativamente débil. Falta toda traza de Cenomanense. El Neocretáceo debe terminar, quizás en el Santonense, quizás aún más arriba. El Eocretáceo ha desaparecido por completo. En la base encontramos, aún, el Dogger y el Lías, que descansa sobre el Keuper. Éste, que ya no está sujeto por la presión de grandes espesores, surge diapíricamente por todos lados, y da lugar a la compleja estructura en mosaico que afecta las Sierras Subpirenaicas más meridionalas en este sector.

3) **3.^a Escama: Sierra de Monteró.**—En ella la serie cretácea es todavía más esquemática (fig. 12 *d*). El Garumnense tiene muy pocos metros de espesor; debajo hay alrededor de 100 m. de facies caliza que representan todo lo que queda del Cretáceo superior. Están presentes, por lo menos, el Maestrichtense y el Campanense. Faltan además, el Cenomanense, todo el Eocretáceo y también el Dogger y el Lías, de modo que la base del Senonense, o de la parte que queda de él, descansa sobre el Keuper.

5) LA REGIÓN AL OESTE DEL RÍO SEGRE

La región que se extiende desde el río Segre hasta más allá del río Cinca (Boltaña, Barbastro), ha sido estudiada por Misch (35, 1934). En su trabajo puede verse la compleja evolución estratigráfica y tectónica de las formaciones mesozoicas y paleogenas de esta región, de tectónica violenta. Una serie de esquemas paleogeográficos indican

la evolución de las facies de los sedimentos. Almela y Ríos (7, 1947) exponen gran cantidad de datos, por lo que se refiere a la parte de esta zona que corresponde a la provincia de Lérida.

a) Sierras Marginales

1) **El Urgo-Aptense al Oeste del Segre, hasta su desaparición.**—Entre el Segre y el Noguera-Pallaresa la caliza urgo-aptense de las Sierras Marginales, adelgaza hasta llegar a un espesor de 300-500 m., al Este del Noguera-Ribagorzana; descienden más allá a 100-200 m. y luego más rápidamente hacia su extinción en Aragón. En el macizo del Turbón, entre los cursos altos de los ríos Noguera-Ribagorzana y Cinca, o más precisamente, entre el Isabena (Las Paules, Roda, Graus) y el Cinca, está aún presente, pero el espesor es, según Misch, sólo de 50 m. y en seguida desaparece por el Oeste. Allí todavía tiene como yacente el Dogger y debajo el Lías, pero estas formaciones también desaparecen poco más al Oeste. A partir de allí, el Senonense descansa directamente sobre el Keuper.

2) **El Aptense-Cenomanense al Oeste del Segre, hasta su desaparición.**

A) **GENERALIDADES.**—Las margas aptense-cenomanenses también disminuyen de espesores entre el Segre y el Flamisell (afluente por el O. del Noguera-Pallaresa alto). Sus facies son variadas. Los espesores varían entre los 1.000 m. en el Segre, los 500 m. entre el Segre y Flamisell, y los 200-300 m. en el Flamisell. El banco calizo que se intercala entre ellas, pasa de unos 50 m. en el Flami-

sell, hasta 100 m. poco más al Oeste, y localmente, a la altura del río Noguera-Ribagorzana (Pont de Suert-Aren-Este de Tamarite de Litera), engrosa rápidamente hasta más de 750 m., para decrecer en seguida y desaparecer finalmente a la altura del río Esera (Castejón, Campo, Graus). Las facies son, hacia el Oeste, cada vez más detríticas. Se cargan de arena y, finalmente, en las manifestaciones más occidentales, aparecen incluso las evaporitas. Las calizas urgo-aptenses tienen por consiguiente un ámbito más reducido, puesto que desaparecen entre el Noguera y el Esera. El conjunto margoso-calizo del Aptense-Albense llega hasta el Esera. El Cenomanense llega al Oeste, hasta el río Cinca (Bielsa, La Ainsa, Barbastro), pero su límite meridional queda en cambio más al Norte.

B) **DETALLES.**—Entre los ríos Noguera-Ribagorzana y Esera, a las calizas grisazuladas del Urgo-Aptense con Orbitolina, Rudistos y Ostreas, y cuyos lechos altos contienen abundantes corales, siguen margo-calizas oscuras con *Exogyra aquila*, *Belemnites semicanaliculatus* y braquiópodos, que corresponden al Aptense superior; margas negras pizarreñas con Orbitolina; areniscas pardas y calizas margosas con Orbitolina, del Albense, en serie potente; y tramos margosos y calizos de diverso carácter, según las zonas, que corresponden al Gault más alto. Es esta una serie sintética que rara vez o nunca se presenta completa y cuyo carácter y miembros representados, varían ampliamente de una a otras zonas dentro del ámbito de las Sierras Marginales, desde el Noguera-Ribagorzana, hasta su desaparición hacia el río Esera.

Las facies del Aptense son, por consiguiente, someras. Las del Albense, que se extiende más lejos por el Este,

son más diversas e incluso pueden afectar facies profundas.

Soportan el Cenomanense, constituido por margas azules pizarreñas o por calizas margosas, grumosas, con glauconia.

El Cenomanense representa la máxima extensión hacia el Este y llega hasta el macizo de Cotiella (entre el Cinca alto y el Esera alto), para desaparecer más allá.

El Albense margo-areniscoso y el Gault calizo-margoso miden unos 70 m. de potencia en el macizo de Buirá, al SO. de Pont de Suert, en el Ribagorzana alto, y el Cenomanense varios cientos de metros.

Más al Sur, en la Sierra de Sopeira, en el mismo río Noguera-Ribagorzana, todo el conjunto eocretáceo-cenomanense mide unos 1.500 m. de espesor. Al Oeste de Pont de Suert, entre el Noguera-Ribagorzana y el Isabena, aparecen, como novedad, las areniscas silíceas del Albense, que también existen, como dijimos, en las Sierras Subpirenaicas (Montsech), las cuales vienen a representar, lateralmente, las areniscas pardas con Orbitolina. En Bonansa estas areniscas miden 180 metros y soportan directamente el Cenomanense y descansan a su vez sobre 50 metros de margas negras aptenses y éstas sobre el Urgo-Aptense.

Más al Oeste, en la zona de Espes-Gabas, entre los ríos Isabena y Esera, desaparece la caliza urgoniana y las margas negras son lignitíferas. Al Sur de Castejón de Sos, en el Esera alto, el Albense muestra fauna salobre y litoral. De modo que la desaparición del Urgo-Aptense-Cenomanense hacia el Oeste se señala no sólo por los espesores decrecientes, sino también por las facies.

3) El Cretáceo superior al O. del Noguera-Pallaresa.

a) GENERALIDADES. — El Neocretáceo está separado del Albense, en el Flamisell, por bancos calizos que Misch estima en unos 60-80 m. de espesor y atribuye al Coniacense (la existencia del Turonense no está comprobada), pero más probablemente son cenomanenses. Soportan un paquete margoso-calizo, de unos 100 m. de espesor, correspondiente, como dijimos, al Coniacense. Se admite, puesto que no se ve discontinuidad estratigráfica, que existe el Turonense. El conjunto margoso que se superpone (y representa el Santonense, Campanense y Maestrichtense inferior) puede tener un espesor de unos 600 m. a lo largo del Flamisell-Noguera, y el conjunto areniscoso debe medir unos 400 metros. El Garumnense, en la cuenca de Tremp, unos 500 m., por lo menos.

Por consiguiente, el Cretáceo superior engrosa considerablemente de Este a Oeste en la parte septentrional, es decir, en la región de las Sierras Marginales, y se hace más complejo y variado litológicamente.

Al Oeste del Flamisell-Noguera-Pallaresa la constitución del Neocretáceo es sencilla si se describe en términos generales, pero en realidad es bastante compleja en el detalle. En los estudios hasta ahora realizados, y por falta de minuciosidad en la estratigrafía de detalle, se ha tendido a identificar los tramos estratigráficos con determinados horizontes litológicos. Pero los frecuentes cambios laterales de facies hacen falsa esta determinación, que sólo puede aceptarse como una aproximación. Queda aún mucho por hacer en la estratigrafía fina, así como también ordenar, analizar y clasificar la multitud de datos dispersos que hasta ahora nadie ha encajado sistemáticamente en un conjunto auténtico y armonioso.

Se ha tendido a identificar los tramos calizos con el

Campanense, pero en realidad, aunque el Campanense corresponde en general a esta facies, no siempre se presenta así, y en cualquier caso la facies caliza puede extenderse hacia arriba o hacia abajo representando otros tramos.

En general, en la zona oriental inmediatamente al Oeste del Flamisell, las calizas, cuyos espesores varían irregularmente de menos de 100 a más de 500 m. de espesor, suelen descansar sin tránsito bien definido sobre la caliza cenomanense. Su índole es a veces bastante marcosa. Pudiera comprender el Turonense, cuya existencia no está demostrada, y desde luego el Coniacense y Santonense. Hacia el Oeste la facies caliza va representando tramos cada vez más altos, por acuñamiento progresivo de los tramos bajos. Además pierde, en su yacente, primero el Cenomanense y luego el Dogger y el Lías, y pasa a reposar, en falsa concordancia, sobre el Keuper; y finalmente, en total discordancia, sobre el basamento hercínico. La caliza empieza a representar, al principio, al Campanense bajo, luego tramos más altos y, finalmente, todo el Campanense e incluso el Maestrichtense. Sin embargo, el Maestrichtense en general, y sobre todo el superior, está señalado por una importante aportación arenosa que hace de las calizas verdaderas areniscas calíferas con bancos areniscosos. De esta manera ve Misch, en su evolución, un bello ejemplo de migración lateral de facies.

La tectónica es, en general, compleja por demás y está afectada, en las zonas marginales, por pliegues falla, pliegues volcados, cabalgamientos y verdaderas cobijaduras.

B) DETALLES.

1) *Zona septentrional de las Sierras Marginales.*—El Cenomanense se prolonga en una serie caliza, cuya separación de la anterior es difícil en muchos casos, de modo

que cuando se separa con criterio puramente litológico, como es forzoso a veces, por falta de fósiles, pueden quedar incluidos, en el paquete, niveles cenomanenses.

Así ocurre en Sopeira, sobre el río Noguera-Ribagorzana, donde la masa caliza incluye el Cenomanense superior; y aún más en Bonansa, al NNO., donde incluye todo el Cenomanense y descansa sobre el Albense pardo con Orbitolinas.

La existencia del Turonense es dudosa, porque la documentación paleontológica es fragmentaria y poco segura. No se observa hiato en la sedimentación que indique de manera clara su ausencia.

Al Oeste de Bonansa y hasta el curso alto del Isabena las calizas incluyen el Coniacense y soportan el Santonense bien datado.

Estas calizas, con frecuencia ricas en rudistas, soportan al SO., en el Turbón, margas y margo-calizas fosilíferas del Santonense y Campanense. Y aún más al Oeste del Turbón, en dirección al río Esera, estas margas, hasta aquí de colores claros, son de tonos muy oscuros y en delgados bancos pertenecientes aún al Coniacense.

Aún antes de llegar al Esera, ya la masa caliza alcanza al Santonense, al NO., entre el Esera y el Cinca. En el Cotiella la base de las calizas es sustituida por bancadas arenosas, de pardos tonos, y todo el paquete de calizas va representando en dirección al Oeste niveles cada vez más altos, tanto en su base como en su parte alta. El paquete representa todo el tramo más alto. Al Oeste del Cotiella, y cerca del Cinca (por ejemplo, en Sarabillo), la caliza tiene 1.000 m. de espesor, que representan desde el Campanense inferior hasta el Senonense más alto.

Al Oeste del macizo del Cotiella el Santonense alto viene representado por una facies peculiar, que se extiende

en faja desde el Cinca hasta el valle de Ansó, consistente en margas areniscosas, calizas arenosas y areniscas de tonos pardos, con cantidades de Orbitoides, que probablemente representan todo el Maestrichtense y que en Ordesa rebasa en espesor los mil metros (Flysch maestrichtense).

Sobre esta serie reposan calizas blancas con *Lithotamnium* y *Operculina Heberti* que soportan calizas eocenas con *Alveolina*. Aquéllas representan el Danés y el Paleoceno, éstas el Luteciense medio-inferior.

Al Oeste del Cinca, en la zona del macizo del Monte Perdido y al Sur de ella (fig. 13), todo el conjunto margoso está representado por areniscas pardas y compactas, cuyo espesor es superior a los 1.000 metros.

2) *Zona meridional de las Sierras Marginales.*—En el río Esera alto, al Sur de Barbaruens y SE. del macizo de Cotiella, las calizas campanenses miden 200 metros.

Las calizas soportan tramos margosos allí donde éstos no están representados por facies calizas, y englobados, por consiguiente, en el conjunto anterior. Estas margas y margo-calizas representan el Coniacense entre Arén y Sopeira, sobre el río Noguera-Ribagorzana, pero más al Oeste su base se sitúa en el Santonense. La serie margo-caliza soporta margas azules del Campanense y Maestrichtense inferior. Hacia arriba se cargan de arena y corresponden al Maestrichtense superior, que corona en bancos francamente areniscosos. Es el nivel de areniscas de Arén, de espesor máximo de 100 metros.

Por consiguiente, en la región meridional-oriental de las Sierras Marginales, la parte alta del Neocretáceo viene representada por espesores de margas grises, que representan al Santonense superior, Campanense y Maestrichtense inferior; pero hacia el Oeste el Campanense se de-

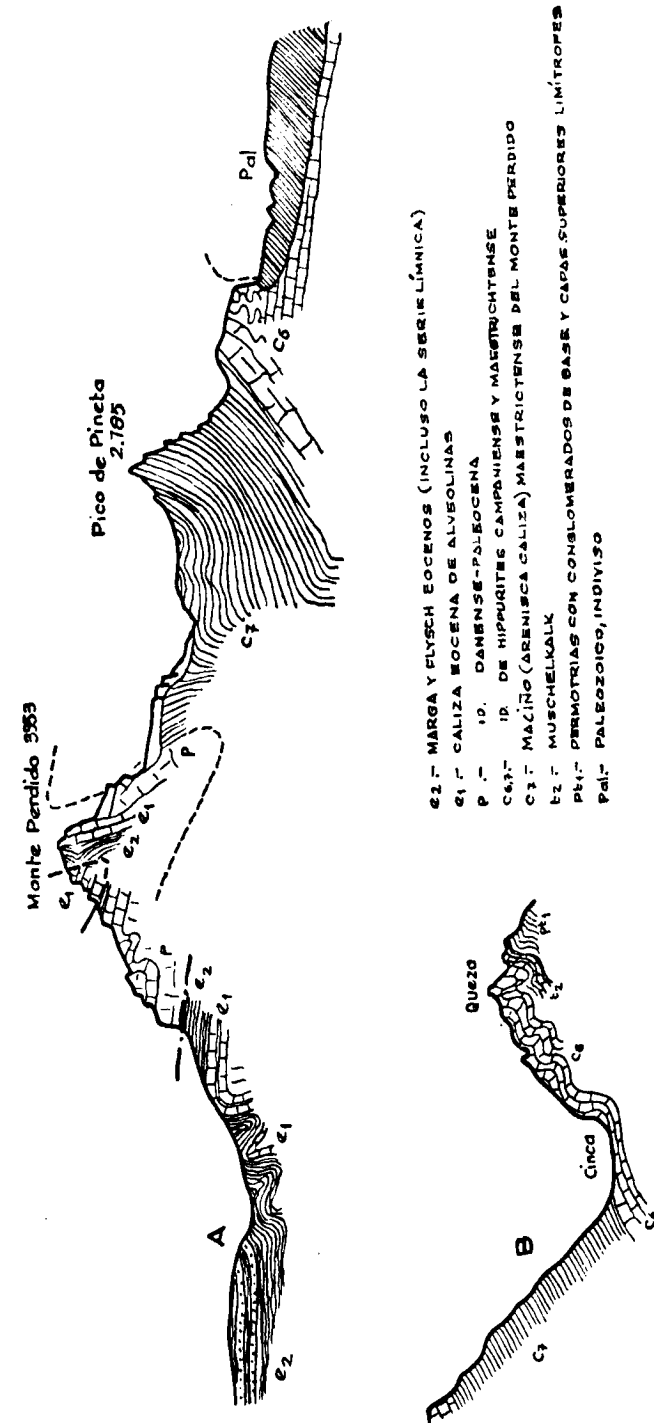


Fig. 13.—Zona del Monte Perdido (según Misch, 1934).

fine más claramente como un tramo calizo y el Maestrichtense superior de la región oriental se carga de arena, como dijimos antes. Al Oeste del Pallaresa su parte superior, es decir, los potentes tramos de areniscas de la cuenca de Tremp, se unifican y pierden potencia y se convierten en un tramo muy fijo y continuo (areniscas de Arén), cuyo espesor medio es de 50 metros.

Al techo se desarrolla el Garumnense, pero con espesores mucho más reducidos que en la Conca de Tremp. Oscilan entre los 60-110 m., rara vez excedidos. Es posible que la parte más alta de esta serie represente además el Eoceno inferior (Suessoniense), y desde luego lo representa entre el Segre y el Noguera-Pallaresa. Al Oeste del Esera (afluente del Cinca alto, Seira, Campo, Graus) el Garumnense pasa a caliza marina del Danés y el Neocretáceo recibe al techo la caliza luteciense de Alveolina.

El tránsito de Garumnense a Danés se efectúa en la garganta del Esera entre Campo y Murillo, y entre Palo y Mediano en el río Cinca. En diversas áreas descansan, sobre distintos tramos mesozoicos, conglomerados oligocenos en bellísimas discordancias erosivas.

b) Las Sierras Subpirenaicas al Oeste del Noguera-Pallaresa

En esta región las Sierras Marginales están separadas de las Sierras Subpirenaicas por un amplísimo sinclinal eoceno-oligoceno.

Ocupémonos ahora de algunos detalles de la serie cretácea de estas Sierras, cuya estructura más al Este hemos descrito en páginas anteriores en su serie-tipo del Montsech y Sierras al Sur (fig. 12).

Como dijimos, el Eocretáceo está representado aún en el Montsech, en el corte del Noguera-Pallaresa, por bancos de calizas urgo-aptenses de 250 m. de espesor, coronados por 76 m. de margas del Aptense-Albense y por areniscas, que en algún sitio tienen lignitos. Engrosan hacia el Oeste hasta alcanzar los 500 m. antes del Noguera-Ribagorzana y desaparecer más allá. Ya no se encuentra ninguno de estos niveles en las Sierras más meridionales, ni tampoco en las más occidentales.

Misch, afirma que en el Montsech no existe el Turo-nense, pero en el Noguera-Pallaresa hay unos bancos arenosos y areniscosos que muy bien podrían representarlo. Su espesor es reducido. En el Noguera-Ribagorzana el Coniacense calizo-margoso tiene espesores que oscilan entre los 20 m. al Este y los 150 al Oeste. Presenta Lacazinas y, en los bancos calizos, Hippurites. El Santonense de margas azules, fosilíferas, es potente, con espesores máximos de 600 metros. Las facies de estos dos tramos son parecidas a las que tienen en las Cadenas Marginales. En cambio el Campanense y Maestrichtense, que allí eran margosos, aquí son potentes bancos de caliza que miden 500-700 m. de espesor y contienen Hippurites campanenses y maestrichtenses y la parte alta, muy areniscosa, además, Orbitoides. Por el Oeste y el Este este conjunto aparece anegado por masas oligocenas, conglomeráticas o normales. Reaparece en ventanas erosivas, en pequeños afloramientos, en Benabarre.

Ya dijimos antes cómo más al Sur estas series se esquematizan progresivamente hasta un extremo tal que en las más meridionales de todas (Sierra de Monteró) (figura 12 d), todo el conjunto cretáceo (que abarca únicamente el Senonense y Garumnense y se apoya sobre Keuper) mide solamente 120-130 metros. Encima recibe el Eoceno

y el Oligoceno. Las últimas manifestaciones de estas Sierras Meridionales aparecen en ventanas erosivas del Oligoceno al Oeste de Barbastro.

Más allá todo queda anegado por el Eoceno-Oligoceno plegado, en cuyos ejes tectónicos se prolongan las estructuras cretáceas y el Cretáceo no reaparece, en las Sierras Marginales, hasta la altura del río Vero (Alquézar, Barbastro), afluente derecho del Cinca.

Estas Sierras Subpirenaicas ofrecen una estructura bastante uniforme en toda su serie estratigráfica y también en la cretácea, que es sencilla; las principales variaciones residen en los espesores que disminuyen de Norte a Sur y de Este a Oeste, dentro de su ámbito.

Las hemos descrito someramente en un trabajo realizado con A. Almela (8, 1951) y con más detalle en una serie de hojas geológicas a escala 1:50.000 que cubren enteramente la zona de Sierras. También han sido estudiadas por G. Selzer (47, 1934), en un trabajo que cubre la zona entre los ríos Cinca e Irati-Aragón.

A lo largo de estas Sierras el Cretáceo superior descansa directamente sobre el Keuper, en concordancia que no puede ser sino aparente (fig. 14).

En ellas faltan el Cenomanense, el Turonense y el Coniacense. La serie se inicia con el Senonense. La base suele comenzar con areniscas silíceas del Santonense y seguir con margas con Hippurites del Santonense, calizas con Hippurites del Campanense-Maestrichtense y calizas arenosas y areniscosas del Maestrichtense superior, con briozoarios y Orbitoides. Encima reposa el Garumnense.

En la Sierra de Estadilla (fig. 14 a y b) (la más oriental de este grupo o alineaciones de Sierras, que queda tajada al Este por el río Esera en confluencia con el Cinca) el Neocretáceo se compone de 300 m. de caliza compacta,

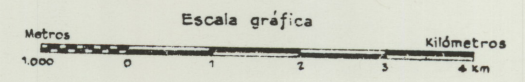
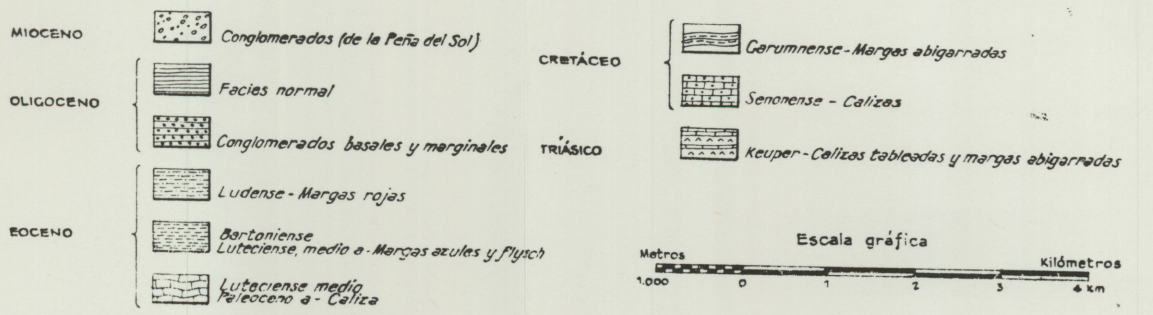
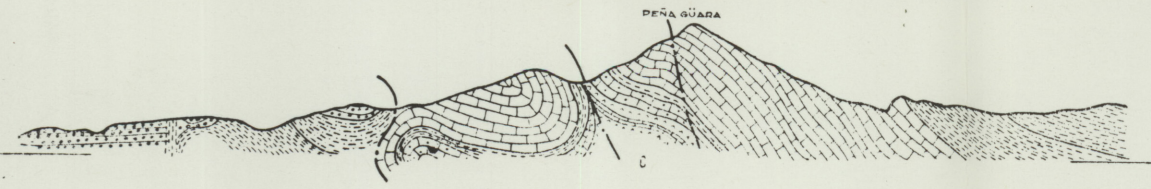
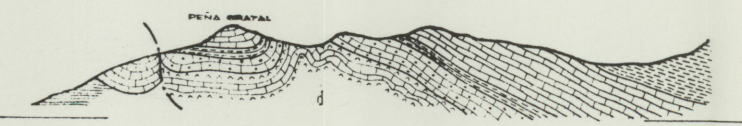
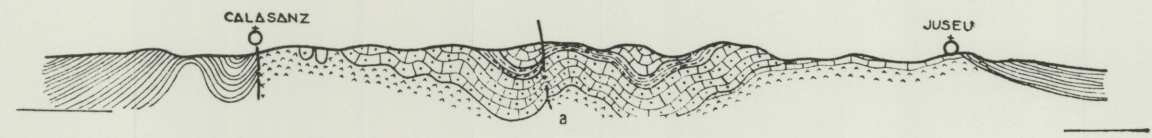
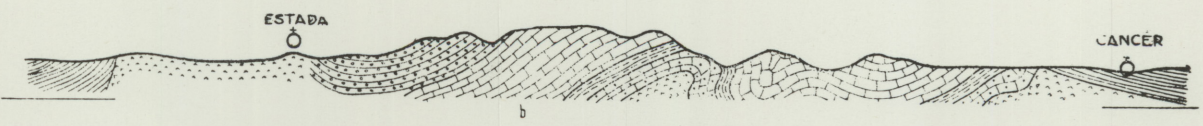
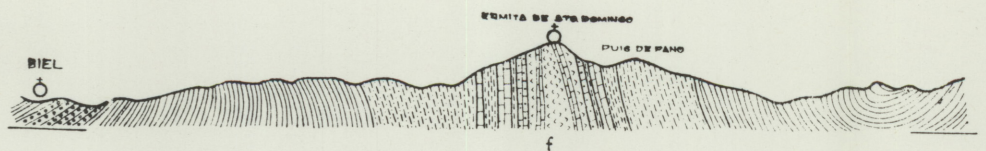


Fig. 14. -Sierras Marginales de la Zona Subpirenaica aragonesa (J. M. Ríos y A. Almela, 1951).

gris o grisrojiza en superficie; blanca, anteada o rosada en fractura, con Hippurites y Sphaerulites del Senonense medio y alto. En algunos sitios las calizas basales son arenosas. Los tramos más altos, maestrichtenses, son areniscosos. Existe encima el Garumnense continental, cuyo espesor llega como máximo a los 200 metros. Más corrientemente queda entre 80-100 metros.

Más al Oeste, está la Sierra de Guara (fig. 14 *c y d*), entre los ríos Cinca y Gállego (Sallent, Biescas, Zaragoza). Allí descansan, sobre el Keuper, unos 50 m. de margas o pizarrilla roja con bancos de arenisca calífera de color rojizo y abundantes fragmentos de fósiles, sospechosos de edad turonense. Sobre estas capas se apoyan unos cien metros de caliza gris, con Sphaerulites. Los bancos más altos suelen ser muy arenosos, e incluso pasan a areniscas muy rojas cuajadas de briozoarios, equivalentes de las maestrichtenses del nivel de Arén. Encima sustentan el Garumnense.

Más al Oeste, en la Sierra de Santo Domingo (fig. 14 *e y f*), entre los ríos Gállego y Aragón (Canfranc, Jaca, Sangüesa, Alfaro), se desarrolla el elemento más occidental de las Sierras, la Sierra de Santo Domingo, donde el espesor del Cretáceo superior se reduce hasta 20-40 m. de caliza, muy arenosa en su mayor parte. Representan el Senonense. El Garumnense está igualmente presente en espesores muy reducidos.

Al techo tiene siempre las calizas eocenas de Alveolina y una potente serie que llega hasta el Oligoceno y se continúa en él con fortísimos espesores.

Las Sierras constituyen un pequeño anticlinorio vergente al Sur con pliegues-falla al estilo del Montsech, pero de mucho menos aparato. Terminan al Oeste de Santo Domingo en un perfecto cierre periclinal. Allí el

Eoceno marino es poco potente. El Eoceno continental, Ludense, se confunde con el Oligoceno en potentísima serie, en cuya formación se prolongan los ejes de los pliegues cretáceos, con violentas pendientes en los flancos, pero apenas sin vergencia.

c) Sierras Marginales al Oeste del río Cinca, hasta el río Aragón

Al Norte de estas Sierras Subpirenaicas se desarrolla el gran sinclinal eoceno-oligoceno (fig. 6) afectado por una serie de pliegues, a veces de empinados flancos, pero sin vergencia acusada, de modo que las Sierras Subpirenaicas quedan en esta zona ampliamente distanciadas y diferenciadas.

Un corte trazado por Selzer (fig. 15), pone de manifiesto con gran claridad la disposición de relación entre las Sierras Subpirenaicas y las Marginales en esta zona.

El Cretáceo no vuelve a aparecer ya sino muy al N., en la misma margen de la Zona Axil. Estamos en la prolongación misma de la serie del Monte Perdido de que nos ocupamos antes (fig. 13), y las características son parecidas. Bajo el Eoceno se desarrolla el Cretáceo superior que constituye empinadísimas Sierras Marginales, de gran relieve geográfico (sierras Tendeñera y Telera).

La falta del Turonense y del Senonense son primarias, es decir, no hubo deposición.

El Senonense inicia la serie y es transgresivo sobre diversos tramos paleozoicos. Se inicia con un conglomerado basal de reducido espesor y sigue por calizas de estratificación basta (50 m.), con abundantes Hippurites,

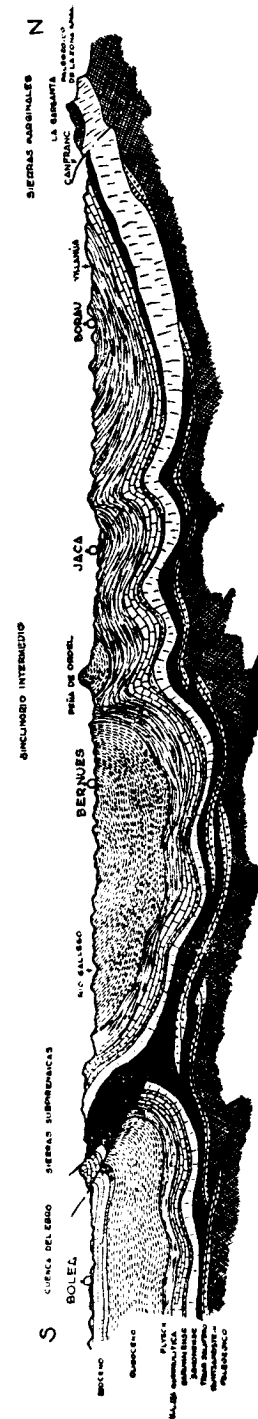


Fig. 15. —Relación entre las Sierras Marginales y las Subpirenaicas a la altura del meridiano de Jaca (según Selzer, 1934).

que representan al Santonense y Campanense. Encima vienen las calizas arenosas del Maestrichtense con más de 600 m. de espesor, que hacia el Oeste son más margosas y potentes.

El río Gállego, al Norte de Biescas, nos ofrece un buen corte de la serie estratigráfica. A ambos lados el Cretáceo constituye una gran Sierra que presenta al Sur el flanco pendiente constituido por los lechos más altos de la serie cretácea y al Norte, en cambio, un empinado escarpe, de muy difícil acceso, en la mayor parte de los casos, donde se ofrece en corte natural toda la serie estratigráfica.

La dificultad de acceso ha hecho que la secuencia no se haya podido levantar, por ahora, con detalle. Los cortes de los ríos, por desgracia, ofrecen las laderas llenas de maleza y arbolado que dificultan también su examen.

De abajo a arriba se distinguen los siguientes niveles litológicos:

En la base, un paquete de calizas blancas o gris claras en superficie, gris medio en fractura irregular de grano fino y mate, de espesor entre 40 y 100 m.; encima nivel rojo de calizas arenosas, de poco más espesor. Contienen estos bancos abundantes Hippurites. Representan el Campanense y quizás el Santonense. Encima un paquete de índole margosa que se desarrolla en declive interrumpido por una o dos bancadas calizas y su espesor es de unos 200 metros. Encima un potentísimo paquete de margo-calizas arenosas, tableadas, en estratificación delgada y regular, de tono general pardoamarillento, con abundantes Orbitoides, que representan el Maestrichtense con facies de flysch, y cuyo espesor es de unos 400-600 metros. Soportan calizas blancas, en bancos compactos, de 50 m. de espesor medio, que sustentan y pasan lateralmente a otras más azules, con Alveolina; por encima se desarrolla el flysch eoceno.

Las calizas blancas son prolongación de las que más al Este se atribuyen al Danés, puesto que sustituyen al Garumnense continental.

Conviene recordar aquí de nuevo que el Garumnense en el Pirineo es más bien una facies que un piso, y aunque puede identificarse siempre con el tránsito del Cretáceo al Eoceno, unas veces representa, además, partes del Maestrichtense; otras, partes del Eoceno más bajo. Aquí probablemente representa además el Ypresense, puesto que estas calizas están comprendidas entre el Maestrichtense y las calizas de Alveolina lutecienses.

d) El problema del recubrimiento de la Zona Axil

Inmediatamente se plantea a nuestra mente la cuestión de si este Cretáceo habrá o no rebasado el zócalo cristalino-paleozoico del Pirineo Axil, extendiéndose también por su vertiente septentrional y enlazando directamente con las manifestaciones coetáneas del otro lado del Pirineo. O, dicho en otras palabras, si la transgresión del Senonense habrá anegado totalmente el umbral axil.

Cierto es que las más próximas manifestaciones neocretáceas de la zona francesa al Norte del Pirineo están bastante alejadas (Laruns), pero es también cierto que efectivamente lo recubren más al Oeste (Norte de Ansó), de modo que el Cretáceo superior de Laruns, en Francia, forma más al Oeste mancha continua con el que estamos describiendo. Las series descritas en el apartado anterior cierran en efecto sobre el Pirineo Axil, en fantástica bóveda, y lo hacen desaparecer hacia el Oeste.

Por lo que se refiere a la zona en consideración, hay

que decir que el solo espesor considerable de sedimentos, que representan únicamente la parte más alta del Cretáceo superior, sugieren que en efecto hayan rebasado el umbral axil, tanto más cuanto que las facies no indican realmente una posición marginal (el carácter muy detrítico del Maestrichtense no es específico de esta localidad, sino genérico del Maestrichtense pirenaico, e indica la regresión que precede al régimen continental garumnense). Pero tenemos además un singular testigo, puesto que en la misma cumbre del Balaitus (una de las más altas cimas pirenaicas, con 3.151 m. de cota) existe aislada sobre el cristalino axil (resultante de la digestión del Paleozoico por magmas ácidos) una diminuta lámina senonense. Con toda probabilidad es transgresiva y un resto testigo de la primitiva cobertura. Mucho menos verosímil es que su origen sea alóctono, como resultante de un corrimiento, a pesar de que estamos muy próximos a la zona en que están más desarrollados este tipo de fenómenos, poco frecuentes en la cadena pirenaica. Es punto de difícil acceso y enclava en zona cuyo estudio se renueva actualmente con superior detalle.

C) Pirineo propiamente dicho. Sector Occidental

1) SIERRAS MARGINALES AL OESTE DEL RÍO ARAGÓN

Conforme nos alejamos del río Gállego (fig. 6) en dirección al Oeste, se aprecia que esta potente serie senonense se hace, lenta pero progresivamente, más margosa y su

espesor tiende a aumentar. Esta tendencia se acentúa al Oeste del río Aragón y, al mismo tiempo que la serie neocretácea se hace potente, se enriquece gradualmente en los tramos más bajos.

Esta zona de transición de las series neocretáceas muy incompletas del Oeste de Aragón a las más completas de Navarra oriental, es quizá la menos estudiada de todo el Pirineo, por cuyo motivo no podemos dar razón detallada de cómo se verifica la transición. Evidentemente corresponde a una mayor y más antigua depresión del umbral axil, que empieza a recibir sedimentos marinos antes que las contiguas por el Este y en facies más profundas.

Lo cierto es que en los valles altos de los ríos Roncal y Salazar (al Oeste del río Aragón) se cortan potentísimos complejos margosos, de tectónica violenta, y donde seguramente se repiten los tramos por imbricaciones mal conocidas, de modo que no se tiene idea, ni siquiera aproximada, de sus espesores reales. Es seguro sin embargo que éstos deben ser muy grandes y que exceden, desde luego, de los 1.000 metros. Son margas pizarreño-hojosas, reunidas en compactas masas, y forman un conjunto de gran uniformidad y monotonía, muy raramente fosilífero. Su disposición es extraordinariamente monótona. Se inclinan invariablemente al Norte con pendientes casi siempre superiores a los 40°, de modo que sus espesores conjuntos serían fantásticos de no estar, como se supone, imbricadas, puesto que además están intensamente tectonizadas. Se citan raros hallazgos de Hippurites inclasificables.

Estas margas anegan, al Oeste de los ríos Subordan y Nabardun (fig. 6), el Pirineo Axil paleozoico-cristalino, de modo que forman masa continua con las que se extienden por la vertiente francesa del Pirineo. Representarían, en facies predominantemente margosa, el mismo conjunto que

la serie marginal entre los ríos Cinca y Aragón, pero se extenderían además hacia bajo hasta incluir el Coniacense. Están cubiertas por calizas del Danés-Eoceno.

Esta zona y las contiguas por el Oeste han sido visitadas más recientemente por Ríos, Almela y Garrido (44, 1944 y 1945).

De todas maneras, estas formaciones cretáceas de las Sierras Marginales, como ocurría entre los ríos Cinca y Aragón, tienen una extensión de afloramiento relativamente reducida. Marginan primero el Pirineo Axil y luego lo recubren, traspasando la frontera; pero hacia el Sur quedan pronto ocultas bajo las formaciones eocenas, que se extienden a su vez muy lejos en esa dirección, hasta quedar anegadas bajo el Oligoceno de la parte central del valle del Ebro.

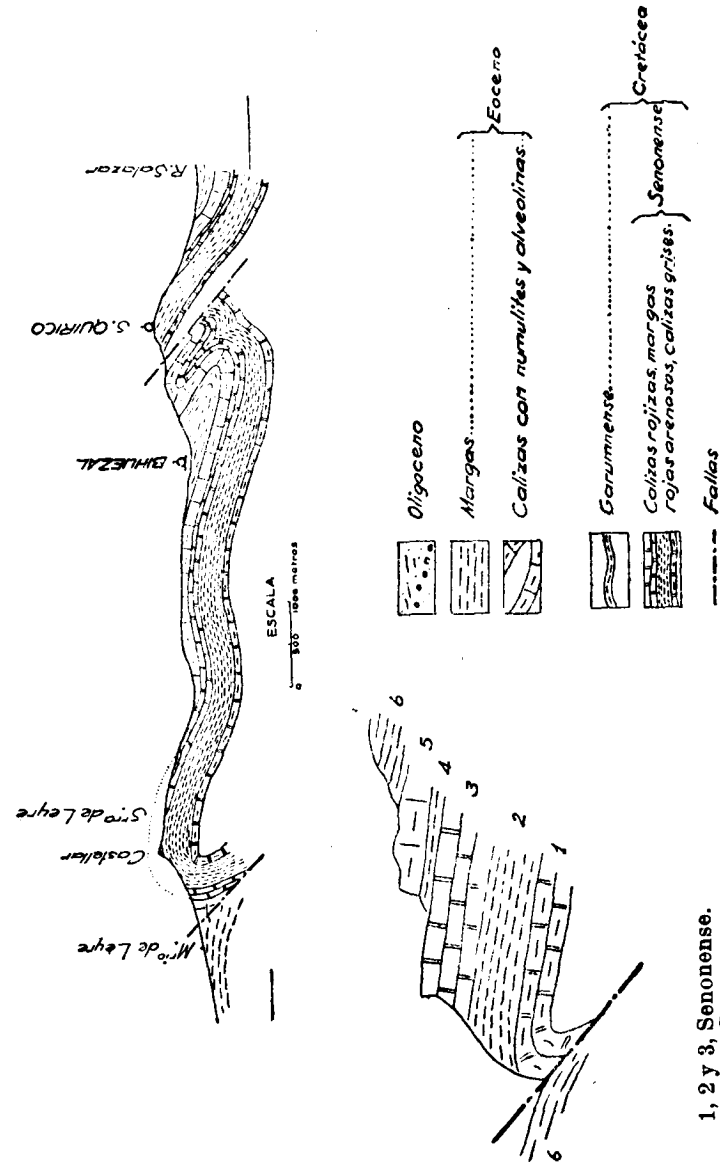
2) SIERRAS SUBPIRENAICAS NAVARRAS

Las Sierras Subpirenaicas aragonesas quedaban anegadas (Sierra de Santo Domingo) (figs. 6 y 14) bajo el Oligoceno, en bellísimo cierre periclinal, al O. del río Gállego.

El sinclinal intermedio, eoceno-oligoceno, se resuelve en una serie de pliegues, en general de agudos y empinados flancos.

En varios de los más violentos de entre estos pliegues, afloran de nuevo, al Oeste del río Aragón, las formaciones cretáceas.

Se trata por consiguiente de Sierras Subpirenaicas, pero no son la prolongación tectónica de las aragonesas antes descritas, sino que corresponden a accidentes más septentrionales.



1, 2 y 3, Senonense.
4, Garumense.
5 y 6, Calizas y margas del Eoceno.
Fig. 16.—Sierras Subpirenaicas Navarras (Ríos, 1944).

Aflora el Cretáceo superior, bajo el Eoceno, en dos alineaciones paralelas, que se denominan Sierra de Leyre, la más meridional, y de Navascués la septentrional. Ambas se dirigen de Oeste a Este (fig. 16).

No se ve su yacente, de modo que no sabemos cuáles sean el término o términos iniciales de la serie que comienza, en su parte visible, por 80-100 m. de calizas grises o grisamarillentas, algunos de cuyos niveles son de textura brechoide. Se superpone, en tránsito gradual, un tramo de unos 250-300 m. de margas y margo-calizas arenosas de tonos rojos. Los niveles inferiores son muy ferruginosos. Los más altos son más calizos, y constituyen el tránsito al tramo superior, de calizas arenosas, cuyo espesor es de unos 200 m. y corona las Sierras. Las bancadas superiores contienen abundante arena y gravilla silícea. Sustentan a veces un débil espesor de Garumnense continental, unos 20-40 m., constituido por margas, pizarrillas y areniscas arcillosas de tonos rojos, vinosos y verdes. El Garumnense está otras veces sustituido por areniscas blancas, casi verdaderamente cuarcitas, que se atribuyen al Danés. El techo está constituido por calizas eocenas con Alveolinas.

La serie cretácea ha dado pocos fósiles, pero en las calizas inferiores se han encontrado Hippurites atribuidos al Campanense, y aún se citan por debajo margas grises con equínidos santonenses. El tramo intermedio contiene Rhynchonellas campanenses y el superior, con Orbitoides, tiene todas las características del Maestrichtense.

Tectónicamente, y como casi todas las Sierras Subpirineicas, están constituidas como anticlinorios sencillos, dominados por un gran pliegue falla cabalgante de vergencia al Sur, y el conjunto enraiga normalmente en el Eoceno mediante inmersiones periclinales.

Todavía más al Oeste, al Sur de Pamplona y al Norte

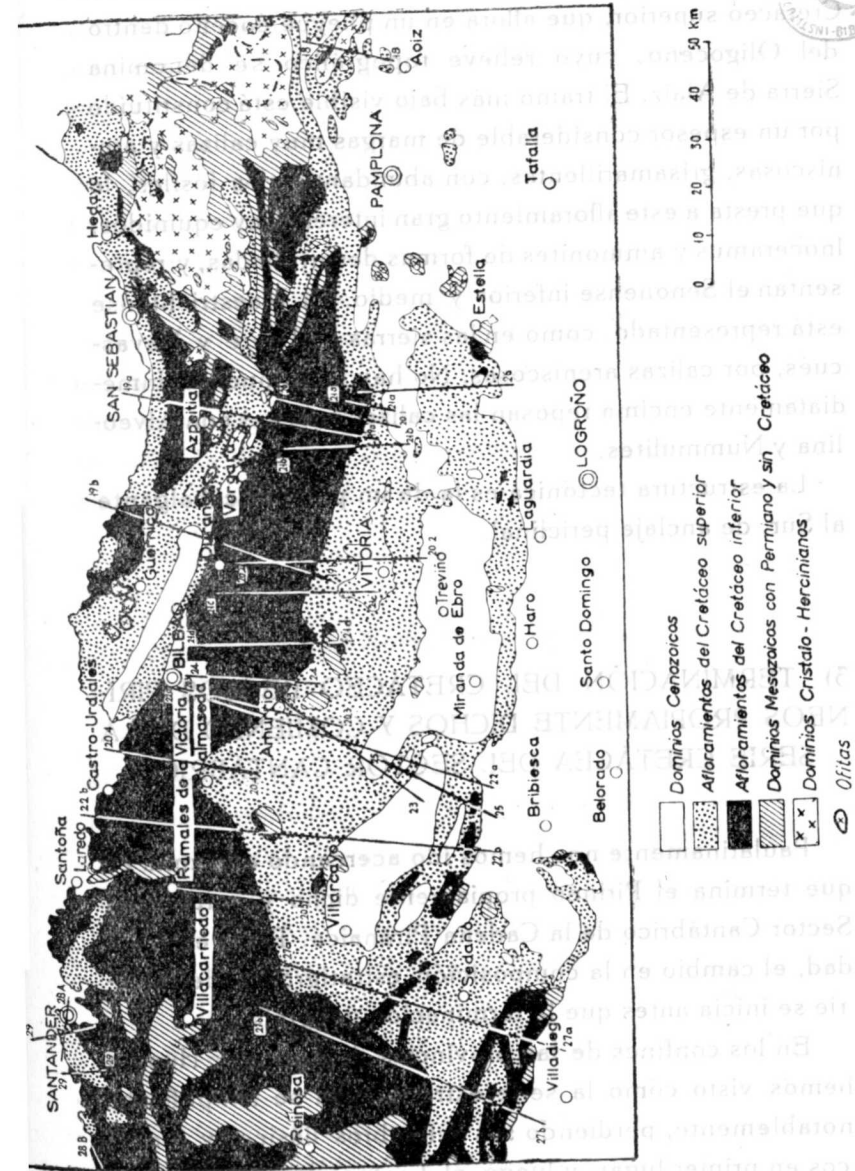


Fig. 17.—Sector Occidental del Pirineo propiamente dicho y Pirineo Vasco-Cántabro.

de Tafalla (fig. 17), tenemos otra manifestación aislada de Cretáceo superior, que aflora en un pliegue eoceno dentro del Oligoceno, cuyo relieve topográfico se denomina Sierra de Alaiz. El tramo más bajo visible está constituido por un espesor considerable de margas muy calizas y areniscosas, grisamarillentas, con abundantísimos fósiles, lo que presta a este afloramiento gran interés. Hay equínidos, *Inoceramus* y ammonites de formas desarrolladas, y representan el Senonense inferior y medio. El Maestrichtense está representado, como en las sierras de Leyre y Navascués, por calizas areniscosas. No hay Garumnense. Inmediatamente encima reposan las calizas eocenas con *Alveolina* y *Nummulites*.

La estructura tectónica es la de un pliegue cabalgante al Sur, de anclaje periclinal.

3) TERMINACIÓN DEL CRETÁCEO DE LOS PIRINEOS PROPIAMENTE DICHOS Y COMIENZO DE LA SERIE CRETÁCEA DEL SECTOR CANTÁBRICO

Paulatinamente nos hemos ido acercando a la zona en que termina el Pirineo propiamente dicho y empieza el Sector Cantábrico de la Cadena Pirenaica. Pero, en realidad, el cambio en la composición estratigráfica de la serie se inicia antes que la terminación geográfica.

En los confines de las provincias de Lérida y Huesca hemos visto cómo la serie estratigráfica se simplificaba notablemente, perdiendo sus miembros liásicos y jurásicos en primer lugar, y luego el Cretáceo inferior y una gran parte del Cretáceo superior, de modo que, desde allí hasta la parte de Navarra en cuya descripción estamos

ahora, la serie cretácea se reduce al Senonense-Garumnense, unas veces con espesores considerables, otras en potencias muy reducidas, pero siempre en series estratigráficamente muy esquemáticas.

Pero ahora nos acercamos a un profundísimo seno (fig. 17) que ha recibido, durante la duración de todos los tiempos cretáceos, espesores considerables y, a veces, extraordinarios, de sedimentos.

Al avanzar hacia el Oeste, veremos la serie sedimentaria cretácea desplegarse como un inmenso abanico, de modo que no sólo todos los pisos estarán representados, sino que además lo estarán con varios niveles de bien caracterizada litología, cuyo conjunto rebasará en alguna zona los 12.000 m. de espesor.

a) Al Noreste de Pamplona

Los primeros anuncios de este cambio los encontramos al Noreste de Pamplona (fig. 17), donde el Eoceno ocupa grandes superficies que se extienden hasta la frontera franco-española. Entre su complejo sistema de pliegues hay varios que presentan el Cretáceo en sus charnelas. El estudio de conjunto más reciente que conocemos de esta zona es el de Ríos, Almela y Garrido (44), antes citado. Estos afloramientos están bien puestos de manifiesto en los magníficos cortes naturales de los ríos Irati y Urrobi (figura 18).

Por lo pronto encontramos de nuevo, en la base del Sistema Neocretáceo, el Cenomanense, que se apoya directamente sobre el Triás. Su carácter litológico es bastante variado, pero puede definirse siempre como domi-

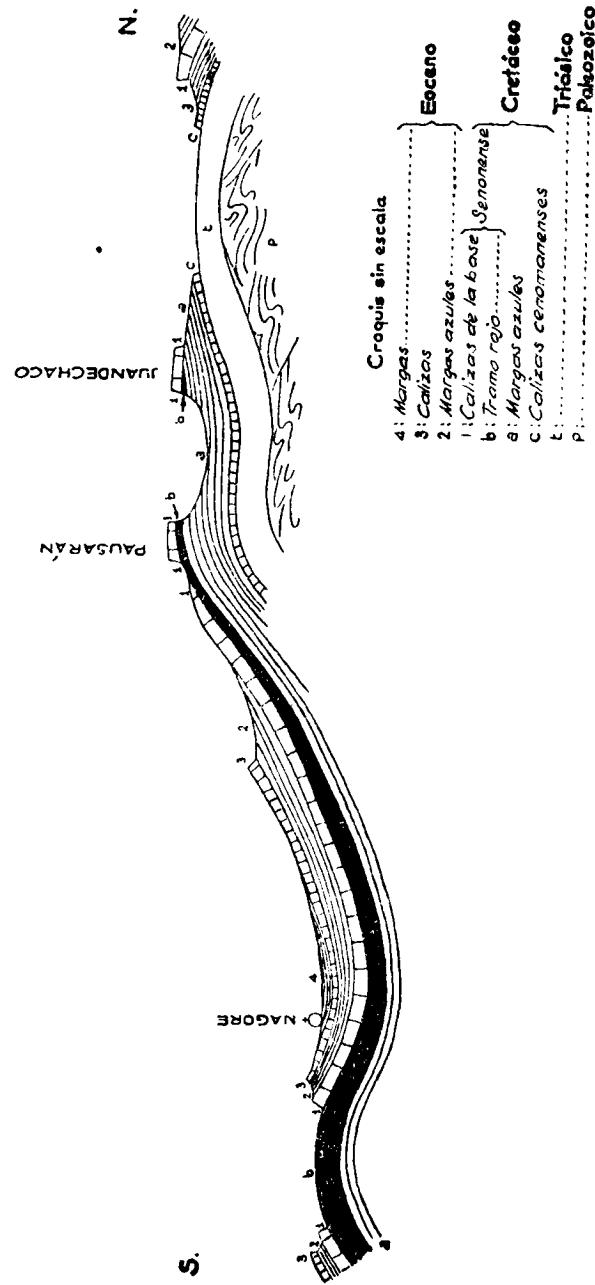


Fig. 18. — La serie cretácea al Noreste de Pamplona. (Ríos, 1944).

nantemente calizo, unas veces dolomítico, otras margoso, otras arenoso. Sus tonalidades son grises, pardorrojizas o pardoamarillentas. El promedio de espesores, bastante variable, es de unos 50 metros. Está caracterizado por variedad de fósiles, entre los que destacamos la *Prealveolina Iberica* y la *Orbitolina aperta*, de gran diámetro y muy plana.

Sobre el Cenomanense descansa un grueso paquete de estratos margosos que representa todo el Senonense, pero que incluye probablemente el Turonense, puesto que no se aprecia indicio alguno de discontinuidad sedimentaria. Se trata de margas grises o grisazuladas que ocupan superficies de afloramiento relativamente extensas, de modo que ofrecen variantes en su carácter litológico. Unas veces son limpias, otras calcíferas o arenosas. Su textura pasa de arriñonada a hojosa y de desagregada a compacta. Contiene muy abundantes fósiles, sobre todo equínidos, *Inoceramus* y ammonites desarrollados, así como microfaminíferos que han suministrado especies nuevas. Su espesor máximo es de 600 metros. Todavía por encima se encuentran calizas margosas y arenosas, grises y grisrojizas que se supone representantes del Maestrichtense y quizá también del Danés, por soportar directamente las calizas eocenas de *Alveolina* y *Nummulites*. No existe una auténtica facies garumnense, aunque la coloración de los niveles más altos de las margas senonenses, recuerda a veces las tonalidades garumnenses. El tramo Maestrichtense-Danés se acuña hacia el Norte, de modo que las calizas eocenas descansan directamente sobre el tramo de margas senonenses. Correspondientemente engrosa hacia el Sur, a la vez que su carácter es cada vez más calizo en esa dirección. Su espesor llega a ser, por lo menos, de 300 metros.

Toda la serie cretácea se apoya directamente sobre el Triás y éste, a su vez, con discordancia total, sobre el Paleozoico, que aflora en las charnelas de los anticlinales más profundamente erosionados y, en la margen septentrional, en los extensos afloramientos del Pirineo Axil.

b) Al Noroeste de Pamplona

Al Noroeste de Pamplona, las características del Cretáceo superior son parecidas, pero la tectónica, muy violenta, origina muchos contactos, por falla, con el Eoceno. Las margas cretáceas son muy poco fosilíferas. No obstante su separación de las eocenas puede hacerse a veces mediante la presencia de un tramo de margas y arcillas, de tonos vivos y vinosos, de unos 60-100 m. de espesor, que por su posición, tonalidades y facies, podrían muy bien representar el Garumnense. No se aprecia la existencia de Maestrichtense detrítico. El Senonense se compone de margas y margo-calizas. El yacente aquí, ya no es el Triás, sino por lo menos el Eocretáceo. No andan tampoco lejos el Jurásico y el Lías.

c) Facies cantábrica del Cretáceo inferior

Pero todavía más interesante que encontrar de nuevo una serie cretácea más completa, es trabar conocimiento por primera vez con una nueva facies: la facies cantábrica, que de ahora en adelante va a representar el conjunto Cenomanense (salvo los niveles superiores)-Eocretáceo y que va a adquirir gradualmente gran importancia, tanto

por la superficie de sus afloramientos como por la cifra de sus espesores.

En el borde norte de uno de los anticlinales más septentrionales, y al Sur de la población de Burguete y Norte de la de Aoiz, el río Urrobi corta un espesor relativamente débil de formaciones que se intercalan entre el Cenomanense y el Triás. Pertenecen a un afloramiento de extensión reducida, que aparece bajo el Cenomanense con *Orbitolina aperta*. Fué descrito por Ríos, Almela y Garrido (44, 1949).

Hay allí un espesor de algunos metros de conglomerados de canto mediano y chico, bien rodado, con cemento arenoso y abundante grava de cuarzo. Presentan intercalaciones areniscosas con restos carbonosos. Por debajo aparecen areniscas amarillas y margas pizarreñas, oscuras, con lignitos y restos vegetales carbonosos, y recurrencias pasajeras de conglomerados y de margas grises pizarreñas, mineralizadas de hierro, y arenas blancas y amarillas. El espesor conjunto es de unas pocas decenas de metros. Representan las facies del flysch eocretáceo, que tan enorme desarrollo va a adquirir más al Oeste. La edad, en este caso, parece ser albense. Su base es el Paleozoico, mediante discordancia. Al Oeste inmediato, esta facies se desarrolla rápidamente e incrementa sus espesores. Además se extiende hacia abajo y representa tramos cada vez más bajos del Eocretáceo.

D) Pirineo Vasco-Cántabro

1) CONCEPTOS GENERALES

Hasta este punto las formaciones más extensamente representadas en la superficie del ámbito pirenaico eran la eocena y la oligocena. Y no sólo eran las más extensas sino también las más continuas, puesto que los afloramientos de las formaciones mesozoicas o bien asomaban en bandas marginales, o bien en manchas discontinuas y a veces muy distantes unas de otras, entre las formaciones terciarias.

Pero inmediatamente al Noroeste de las que acabamos de describir, el dominio casi absoluto pasa a las formaciones cretáceas (fig. 17), las cuales no sólo rodean el Pirineo Axil cristalino-paleozoico al Sur de San Sebastián, sino que en seguida lo cubren. Desaparece por consiguiente el concepto de Pirineo Axil para no volver a reaparecer sino mucho más al Oeste, en el sector Cántabro-Astur.

Pero además encontramos de nuevo la serie jurásico-liásica (más o menos desmantelada como consecuencia de los plegamientos del Jurásico superior) en la base del Neocretáceo, colocándose entre este último y el Triásico. En la parte oriental de este sector, donde la cobertura cretácea no es tan potente, el Jurásico (sentido lato), es con frecuencia visible en las charnelas de los pliegues más violentos, pero ya al Oeste del meridiano de Vitoria la serie cretácea ha engrosado de tal manera que en ninguna parte es visible su base. Ésta no reaparece hasta que los espesores disminuyen considerablemente, al Oeste de

Bilbao. Como consecuencia de esta disminución volvemos a encontrar de nuevo la serie jurásico-liásica, más o menos completa, en la base del Eocretáceo al nivel del meridiano de Laredo. Hacia el meridiano de Reinosa todos los sedimentos posthercinianos se levantan regionalmente, y bajo el Lías sale la serie triásico-permiana. Por debajo de esta última reaparece, finalmente, en masa absolutamente discordante (fig. 30), el macizo herciniano, de modo que de nuevo puede hablarse de Zona Axil.

En cuanto a la disposición tectónica general, no deja de recordar en gran manera la del Sector Pirenaico comprendido entre las Cadenas Marginales y las Sierras Subpirenaicas. Un gran sinclinorio, incluso más limpio y neto que el de aquel sector, separa dos anticlinorios, septentrional y meridional (fig. 22). El primero podemos considerar que representa las Cadenas Marginales, aunque aquí esta denominación no tiene sentido al faltar la Zona Axil. El segundo, las Cadenas Subpirenaicas. En el sinclinorio pirenaico dominaban las formaciones eocenas y oligocenas, las primeras sobre todo. En el vasco-cántabro, por el contrario, las del Cretáceo superior, si bien se conservan en el fondo manchas, incluso extensas, de Eoceno y Oligoceno. Todo es menos aparatoso que en el Sector Pirenaico, tanto los relieves topográficos como la violencia tectónica. Una diferencia muy señalada consiste en que en el Sector Pirenaico las Cadenas Marginales constituían una faja mucho más reducida que las Subpirenaicas. Aquí, por el contrario, es mucho más ancho (en sentido normal a los rumbos dominantes) el Sector de las Cadenas Marginales o Septentrionales que el de las Subpirenaicas o Meridionales.

Toda la mitad inferior de la formación cretácea (Eocretáceo, más gran parte del Cenomanense) está representa-

da por una facies peculiar, aunque algo heterogénea, que es el flysch pardo cantábrico antes mencionado. Considerada en tiempos como predominantemente continental, hoy, después de más detenido reconocimiento, se aprecia que dominan los estratos de origen marino. A lentejones y dentro de ella se desarrollan enormes, grandes y pequeños lentejones de biohermas (fig. 24).

El Neocretáceo está caracterizado por gran variedad litológica de facies marinas: margas, calizas y areniscas, con abundantes fósiles (fig. 23).

2) SECTOR VASCO-NAVARRO

Fué estudiado en parte, con detalle, por P. Lamare (23, 1936; 24, 1950); y corresponde a una zona movida cuya descripción incluso ligera sería embarazosa. Es preferible pasar a la de las zonas occidentales, mejor ordenadas. Las mismas facies se presentan allí con mayor claridad, debido a la uniformidad de su disposición en grandes series isoclinales.

El Cretáceo inferior es una facies compleja (que comprende, como dijimos antes, además, gran parte del Cenomanense) y se caracteriza por la inconsistencia de su litología, y, como consecuencia, por la falta de niveles claros de referencia, lo que constituye un obstáculo para la delimitación en pisos, de manera que su cartografía es más bien litológica que cronológica.

Caracterizada por sus cambios laterales, y por la mencionada inconsistencia de características litológicas, incluso dentro de un mismo nivel, consiste (fig. 24) en una repetición indefinida de margas, areniscas y margas sucias

arenosas, de colores amarillos, pardoamarillentos o negruzcos, en que se presentan intercaladas cuñas calizas de muy diversa importancia.

Estas masas calizas, biohermas, pasan lateralmente a margas sucias y areniscas y a veces con rapidez sorprendente, de modo que enormes masas de calizas se reducen en forma tajante, desaparecen y son sustituidas lateralmente por otros tipos de rocas. Su facies es la que se denomina como aptense, pero en realidad pueden aparecer a cualquier nivel dentro del enorme espesor del conjunto.

La facies en que arman estas calizas es sumamente ambigua; no es claramente un Albense o Wealdense continental tal como se desarrolla, sobre todo, en las Cadenas Ibéricas, pero no faltan del todo tampoco los fósiles de ese carácter: plantas, gasterópodos y lamelibranquios de agua dulce, y ni siquiera los lechos de carbón. En cambio se encuentran con relativa frecuencia, en rocas del mismo carácter litológico, orbitolinas, coralaris y rudistitos, aparte de que otras zonas son de dominio de limpias margas azules, típicamente marinas, con orbitolinas y algún ammonites, como ocurre, sobre todo, en la proximidad de las masas calizas. Por otra parte, en conjunto, y hecha abstracción de las calizas, es muy poco fosilífera y su ambigüedad da como resultado una variedad litológica en el detalle y una aburrida monotonía en el conjunto.

Por la ausencia de niveles netos y continuos de edad clara o definida es imposible afirmar, la mayor parte de las veces, a partir de las características litológicas de la roca, si se está en la parte alta o baja de esta potentísima serie. La única orientación a este respecto es, cuando se puede obtener, la tectónica, es decir, su posición dentro del paquete conjunto.

Por razón de los cambios laterales, los contactos marcados dentro del Cretáceo inferior no tienen en general el significado corriente. Son sencillamente delimitaciones de facies litológicas que cortan con frecuencia a través de los niveles geológicos y, a veces, casi perpendicularmente.

La inestabilidad es el *leit motiv*, según Lamare, también para el sector Vasco-Navarro durante el Cretáceo inferior. Ello es indicio de fondos móviles, de relieves surgidos o en surgencia, anegados o rodeados por los jóvenes depósitos. En la zona marginal con respecto a las unidades hercinianas es donde se registra la mayor predominancia de conglomerados. En el Mendibelza los espesores de las pudingas llegan a los 1.000 m., pero pasan rápidamente, por indentaciones, a las facies pizarreño-arenosas del Albense.

Por lo que se refiere al Cretáceo superior, las facies son, al principio, en la zona oriental, parecidas, o mejor dicho prolongaciones de las facies margosas descritas para la región occidental navarra. Hacia el Noroeste se convierten en un flysch neto y muy típico. Las margas grises y azules pierden su limpieza, se cargan de arenas en mayor o menor grado, y se interpolan en rápidas alternancias cíclicas con lechos de areniscas, todo ello en estratificación delgada y muy regular. Al techo tenemos el Eoceno en facies análoga. La separación entrambos se verifica en la costa entre Bilbao y San Sebastián y hasta más allá de la frontera, por bancadas de caliza rosada del Danés. Este flysch ha sido descrito detalladamente por Kindelan (22, 1919) y Gómez de Llarena (20, 1954).

El desarrollo tectónico es complejo y desordenado y consiste en un agrupamiento irregular de pliegues, algunos de los cuales son cabalgantes.

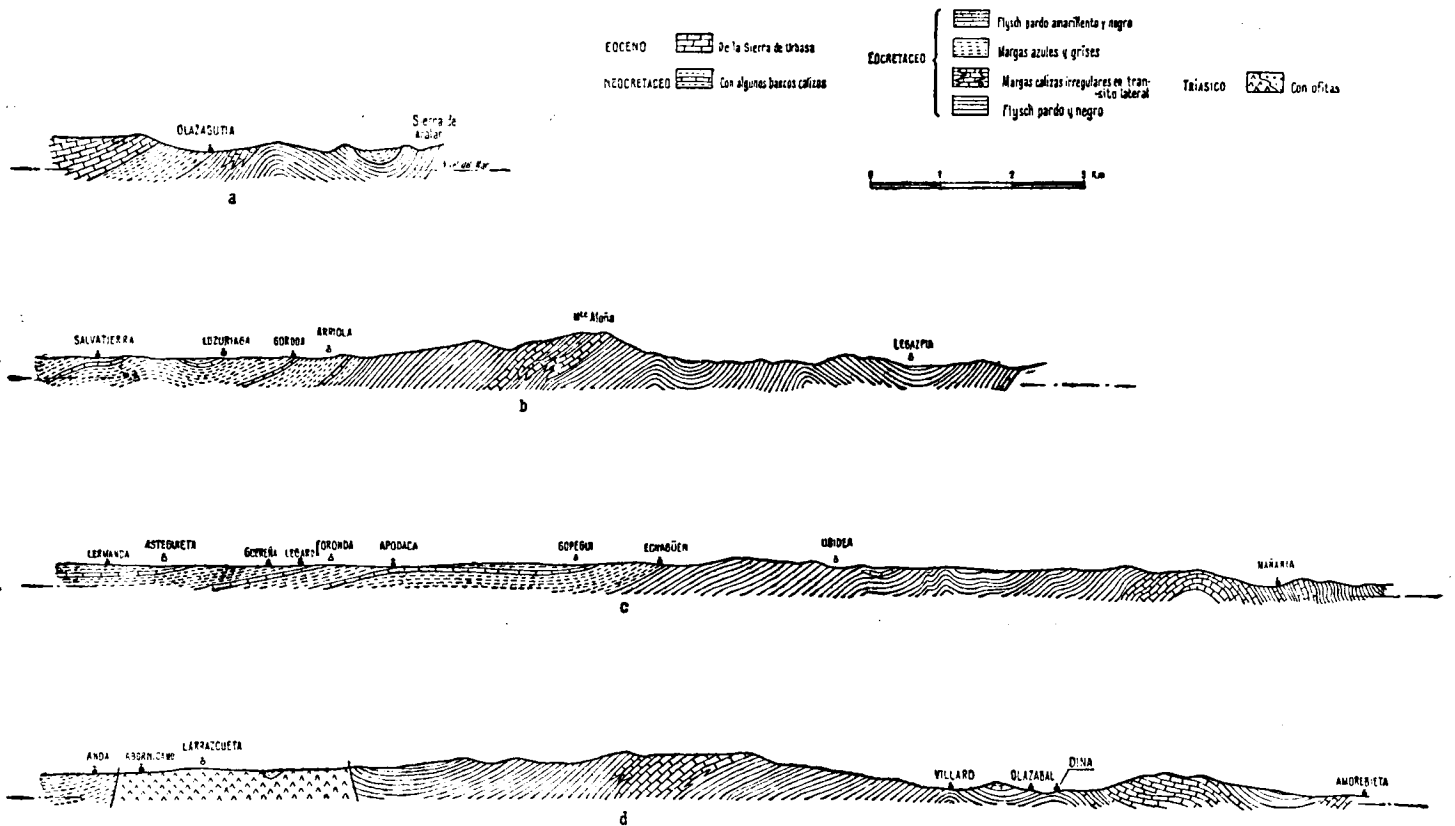
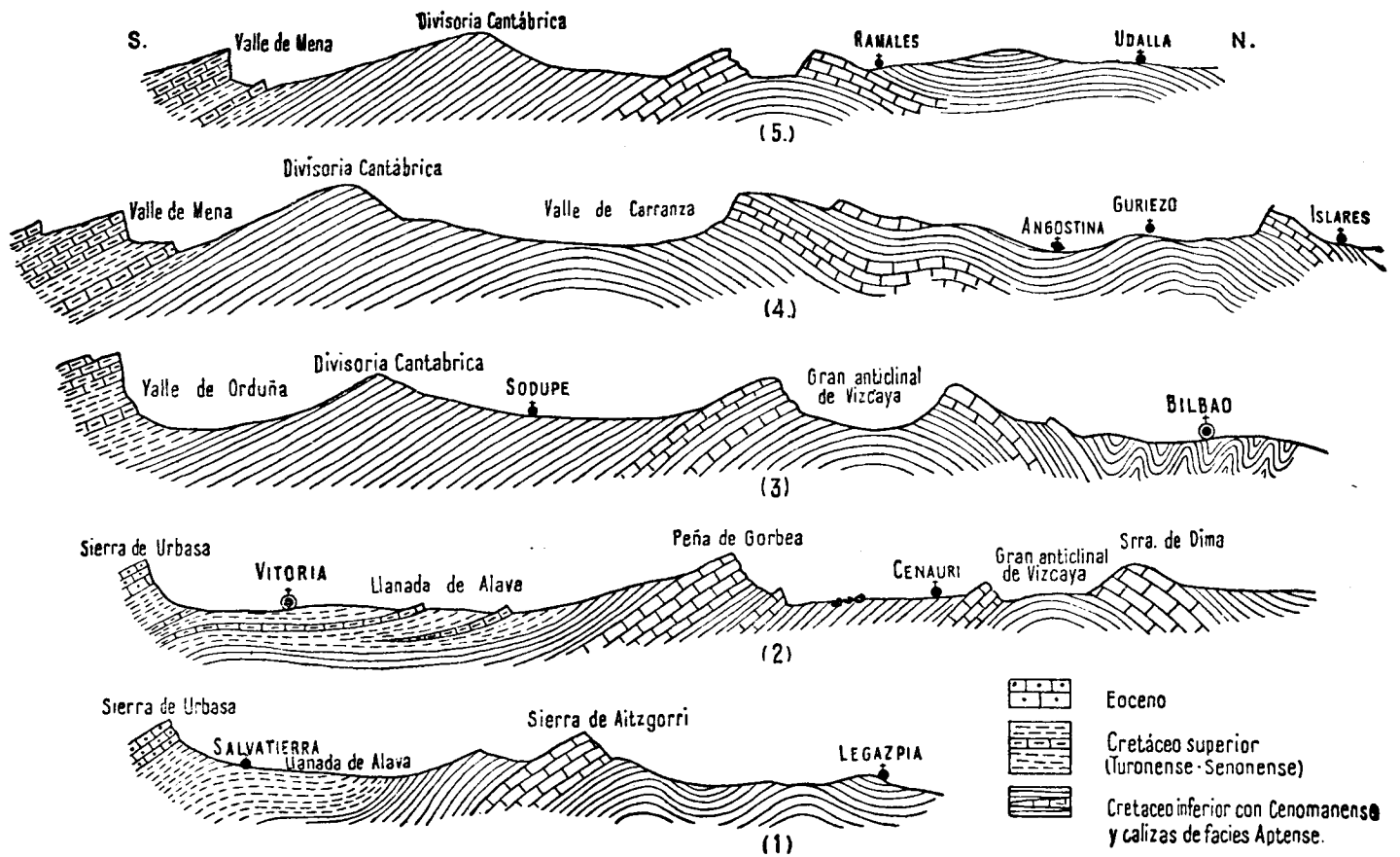
3) PIRINEO VASCONGADO AL O. DEL MERIDIANO DE SAN SEBASTIÁN. HIPOGÉNICAS EFUSIVAS

La región no ha sido estudiada, en conjunto, después de los reconocimientos, ya antiguos, de Adán de Yarza (1, 1877; 3, 1886); suyos son los cortes que reproducimos (fig. 19) para mayor claridad de comprensión de la constitución de esa región.

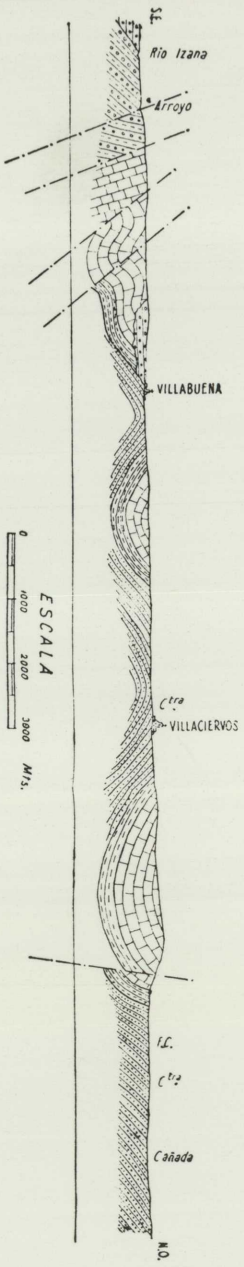
El sector vizcaíno occidental y los meridionales de toda la zona han sido objeto de estudios recientes por Ríos (39, 1948; 41, 1954).

Es interesante señalar la presencia de rocas hipogénicas que aparecen ligadas en un amplio sector de Guipúzcoa y Vizcaya a los ámbitos cretáceos designados en los cortes de Adán de Yarza como ofitas y dan lugar a afloramientos muy importantes, tanto por su extensión superficial como por los espesores acumulados. Se trata de rocas efusivas de tipos traquíticos, andesíticos y traquiandesíticos, y sus alteraciones de tipo meláfiro; y además dioritas doleríticas, andesitas espilíticas y augíticas y teschenitas, entre las más frecuentes. El ámbito de estas efusiones se extiende desde el meridiano de San Sebastián al de Bilbao en una estrecha faja que alcanza desde la costa hasta una línea paralela por el Sur, con una anchura media de 25 kilómetros. De modo que aquí se manifiestan con verdadera profusión, mientras que en el resto de las formaciones cretáceas del Pirineo son muy raras, por no decir inexistentes.

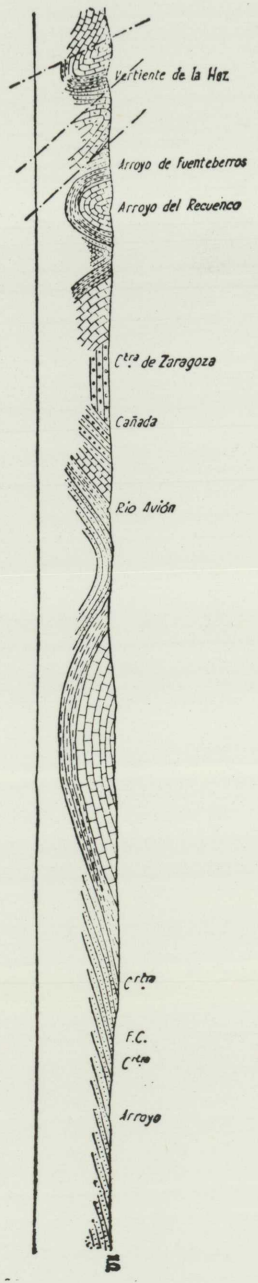
Tomaremos como eje el gran sinclinal eoceno-oligoceno que se extiende desde Pamplona, por Treviño y Miranda de Ebro, hasta Villarcayo (fig. 17), y examinaremos independientemente las áreas al Norte y al Sur de él.










Corte por Villabuena y Villaciervos



Corte por Herreros



-  MIOCENO
-  PALEOGENO
-  TURONENSE-SENONENSE
-  CENOMANENSE
-  ALBENSE
-  WEALDENSE
-  LIÁSICO

mientos, empieza a hacer notar su presencia, dentro del monótono conjunto de margas, una serie de bancaditas calizas muy continuas que permiten una diferenciación dentro del conjunto.

A unos 20 Km. al Este de Vitoria, el espesor del Cretáceo superior es ya mayor de los 4.000 m., pero las facies son muy monótonas, margas grises y azules, en las que la uniformidad se rompe sólo por la presencia de las barras calizas aún poco desarrolladas (fig. 20, 2). Están representados la parte alta del Cenomanense, el Turonense y Senonense. Se diferencia la parte alta del Maestrichtense, caracterizada por areniscas con Orbitoides. A la altura de Vitoria las barras han alcanzado considerables espesores y desempeñan un papel importante en el relieve topográfico. Los espesores del Cretáceo superior han alcanzado los 5.000 metros. Las facies mantienen sus características. Únicamente los bancos calizos engrosan a costa de las margas. Pero hacia el Oeste estos espesores exagerados disminuyen de nuevo a cifras aún altas, pero más normales.

Al Oeste de Vitoria distinguimos, en el conjunto de facies calizas y margo-calizas y margosas (figs. 22 y 23): parte alta del Cenomanense, caracterizada por la presencia de Orbitolinas; paquete margoso del Turonense inferior. Ambos conjuntos reunidos rebasan los 1.000-1.500 metros de espesor. Paquete calizo del Turonense superior, de potencia variable, cuya media se estima en unos 500 m. Encima se desarrolla el conjunto no diferenciado de margas senonenses, que están transgredidas erosivamente por el Oligoceno mediante conglomerados, de modo que están muy variablemente incompletas. Esta transgresión ha comenzado al SE. de Vitoria y va eliminando sucesivamente los sucesivos tramos del Senonense alto, de modo que el Oligoceno llega casi a apoyarse sobre el Turonense, al SO.

de Vitoria, mediante bancadas de conglomerados marginales.

Al Oeste del meridiano de Miranda de Ebro, el Oligoceno retrocede de nuevo y va reapareciendo el Senonense alto, pero ahora con una gran variedad litológica que, ayudada por gran cantidad de yacimientos fósiles, permite establecer una compleja subdivisión del Cretáceo superior. Es la región estudiada por Ríos, Almela y Garrido (43, 1945).

El cambio se inicia al Oeste del meridiano de Bilbao. El Cretáceo superior, cuyo espesor se había reducido al Oeste de Vitoria, no sólo por menor aporte sedimentario sino también por la abrasión oligocena, se despliega en vistoso abanico. Primero se insinúan las diferenciaciones. Luego, y al engrosar otra vez la formación, se efectúan las diferencias litológicas, se separan los horizontes guía y de esta manera se llega a la siguiente división del Cretáceo superior (figs. 22 a y b, y 23): Cenomanense superior margoso; Turonense de margas, dividido por dos bancos calizos en cuatro tramos; Santonense, descompuesto en un banco calizo basal que soporta un nivel margoso, otro tramo calizo, un nivel de areniscas y arenas silíceas y un tramo de calizas areniscosas; Campanense, constituido por calizas de Hippurites; Maestrichtense de variada litología margosa y areniscosa; Garumnense de margas abigarradas y calizas lacustres. Al techo viene el Eoceno, constituido por facies continental ypresense que soporta calizas de Alveolina.

Esta compleja división se continúa por el Oeste, en la región estudiada por Ciry (16, 1940), con parecidas características, salvadas algunas diferencias interpretativas de detalle en la atribución de edad de algún tramo.

Pero, más o menos a la altura del meridiano de Laredo, los espesores conjuntos, que rebasan los 6.000 m., han dis-

minuído considerablemente. El abanico se va cerrando y el Cretáceo superior va en retroceso a una simplicidad mayor. Las subdivisiones menores desaparecen. Las más acusadas subsisten.

Toda esta compleja serie constituye el flanco septentrional, de enorme desarrollo, del sinclinal eoceno-oligoceno divisorio (fig. 22 a y b). Su disposición es estrictamen-

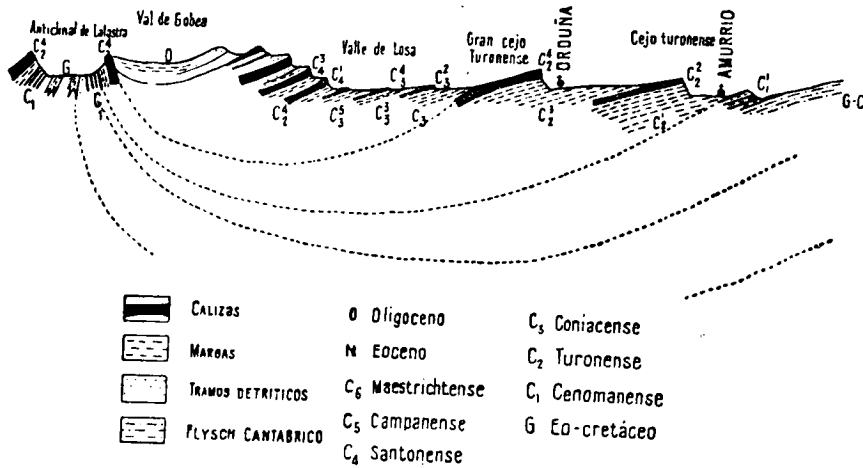


Fig. 23. -Representación esquemática de la división en tramos del Cretáceo superior cantábrico. (Ríos, 1946.)

te monoclinall. Aparece perforado, como igualmente ocurre con el sinclinal eoceno-oligoceno, por diversas chimeneas salinas diapíricas, de profundísima raíz y relleno de materiales del Keuper (figs. 21 d y 22 b).

2) Cretáceo inferior, septentrional, de facies cantábrica. - Por debajo de aquella serie, y hacia el Norte, aparece y se desarrolla, en disposición igualmente monoclinall, el Eocretáceo (incluída la mayor parte del Cenoma-

nense) con su típica y monótona serie de flysch pardo cantábrico, cuyas características describimos antes (figuras 21 b, c y d; 22 a y b, y 24). El detalle puede estudiarse, bien en un trabajo de Ríos, para la región oriental (39, 41), bien en la mencionada obra de Ciry (16), para la región más occidental. Las calizas arrecifales de tipo aptense constituyen las grandes montañas del País Vasco y de la parte oriental de la provincia de Santander.

En estas calizas, sobre todo, arman los famosos criaderos de hierro de Bilbao, que son una metasomatización irregular de aquéllas.

La disposición monoclinall que afecta la serie, y que es superior a los 20-25 Km. de anchura donde ésta es máxima, unida a una gran pendiente media de sus estratos, arroja espesores máximos no menores de 6.000-8.000 metros a lo largo de la carretera de Miranda de Ebro a Bilbao, por Orduña (fig. 22 a). Disminuyen tanto al Este como al Oeste, pero se conservan en cifras altas a bastante distancia en ambos sentidos, para bajar luego a los 1.500-2.000 metros.

Antes de llegar a Bilbao se alcanza la divisoria anticlinall (fig. 22 a), la cual se resuelve en un complejo anticlinallorio de escaso relieve geológico.

Los espesores del Cretáceo inferior ya han disminuído conforme nos acercamos a la costa, a cifras que pueden considerarse como normales, entre los 1.000 y los 2.000 metros (figs. 22 a y 24). No coincide la divisoria tectónica con la máxima profundidad del seno sedimentario, que queda situada más al Sur.

3) La faja costera en su sector occidental.—Al Norte y NE. de Bilbao reaparece el Cretáceo superior, en facies de margas en que se reconocen el Cenomanense, Turo-

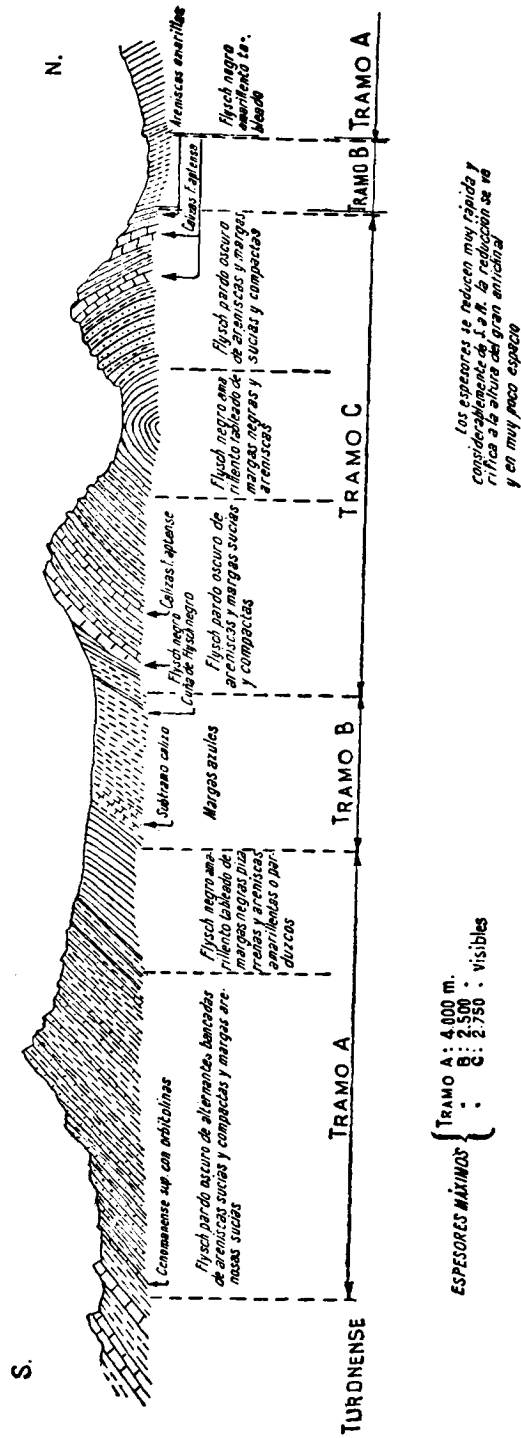


Fig. 24.—Corte esquemático del Cretáceo inferior cantábrico. Corresponde, en líneas generales, a la línea Orduña-Bilbao. (Ríos, 1948).

nense y Senonense. Las calizas rosadas del Danés lo separan del Eoceno, que se dispone en largo y estrecho sinclinal dirigido desde la costa, que lo taja, hacia el SE., hasta Durango, donde desaparece por elevación de su eje.

En el flanco septentrional del sinclinal, o sea a lo largo de la costa, vuelve a aparecer el Cretáceo superior en facies margosa, que ya propende al flysch, y el Cretáceo inferior con su típica facies cantábrica y de nuevo el Cretáceo superior en la faja de flysch costero, antes mencionada, que se desarrolla en dirección a San Sebastián, hasta penetrar en Francia (fig. 19 a).

El yacente del Cretáceo no es visible. Se presume que existe el Liásico y también el Jurásico (donde no haya desaparecido por erosión consecuente a los plegamientos del tránsito Jurásico-Cretáceo). Pero puede haber áreas, a juzgar por lo que ocurre en las zonas marginales, en que el tránsito Jurásico-Cretáceo se haga de manera insensible, mediante facies continentales de tipo wealdense que representen no solamente el Eocretáceo inferior, sino una parte más o menos importante del Jurásico alto.

b) Sierras Meridionales

Al Sur de la divisoria sinclinal eoceno-oligocena de Treviño-Miranda-Villarcayo, tenemos las Sierras Meridionales que representarían aquí las Sierras Subpirenaicas. Surgen bajo el Eoceno, o bajo el Oligoceno transgresivo, al Oeste del meridiano de San Sebastián.

Su evolución estratigráfica no difiere mucho de la que tenemos al Norte del sinclinal y que acabamos de describir. Pero aquí dominan en gran medida los afloramientos

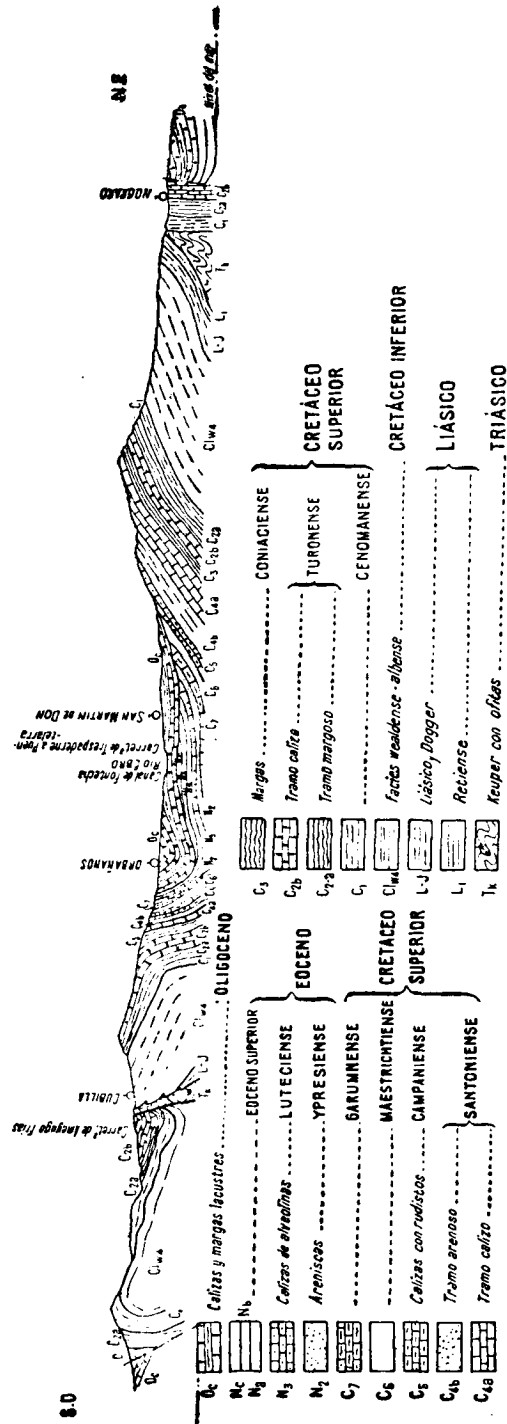


Fig. 25.—El Cretáceo en la región Cantábrica Meridional. (Ríos, Almela y Garrido, 1945.)

del Cretáceo superior, como consecuencia de su disposición tectónica.

Esta es la de un anticlinorio bastante complejo y violento, que cabalga a veces el Oligoceno inferior y es transgredido, otras, por el Oligoceno superior.

1) **Cretáceo inferior.**—El Cretáceo inferior aparece en las charnelas de los anticlinales más profundamente desmantelados, y lo hace en una facies de tránsito entre la cantábrica o septentrional y la puramente continental que caracteriza las Cadenas Ibéricas septentrionales, cuya descripción puede encontrarse en la comunicación gemela de Almela. Su base no es visible, de modo que no pueden apreciarse los espesores. Es poco probable que rebasen en mucho los 2.000 m., a juzgar por el desarrollo que alcanza la formación en las zonas al Norte y al Sur.

Disminuye mucho la importancia de las calizas arrecifales, sobre todo al Oeste del meridiano de Miranda. Allí aparecen sólo bancos delgados y regulares calizas marinas de edad aptense (figs. 22 a y b y 25).

2) **Cretáceo superior.**—Al Oeste de Estella tenemos el Cretáceo superior más bien margoso y margo-calizo en espesores considerables.

Es una región que actualmente se estudia con gran detalle para investigaciones de petróleo, pero los resultados de estos reconocimientos no han sido dados a conocer. Un corte de Dupuy de Lôme, indica en esquema la secuencia estratigráfica y disposición de esta zona (fig. 26).

Más al Oeste, y paralelamente a lo que ocurre al Norte, pero en menor escala, el Cretáceo superior se hace litológicamente más complejo y ello permite una subdivisión bastante completa, pero no tanto como al Norte del

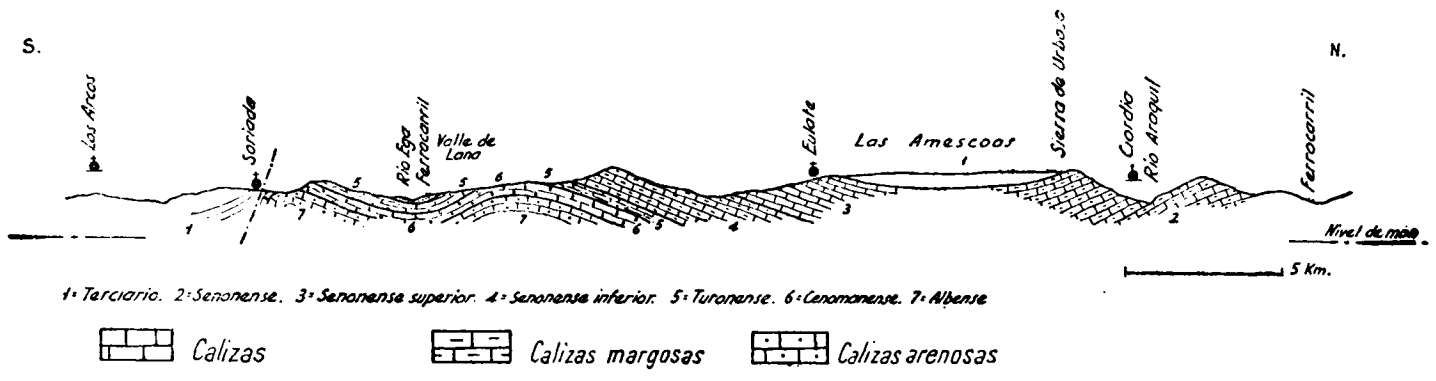


Fig. 26. – El Cretáceo superior de las Sierras Meridionales Cantábricas de la región de Estella (Según Dupuy de Lôme, 1956).

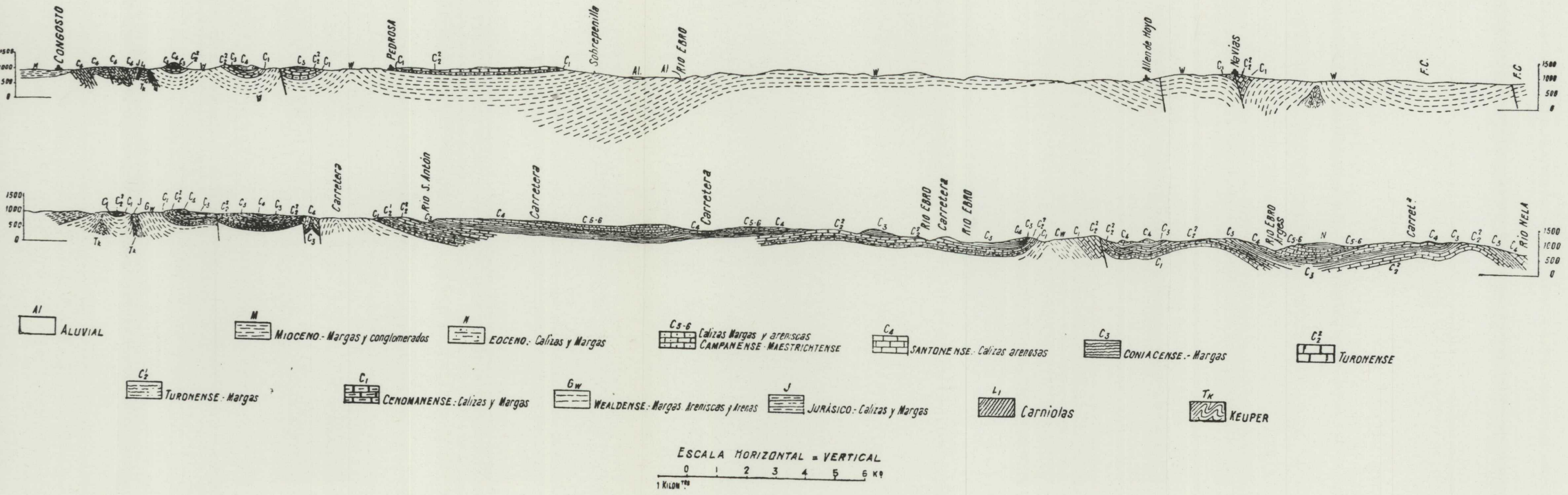


Fig. 27.- Sierras Meridionales-Occidentales cantábricas (según A. Almela, J. Lizáur y C. Muñoz, 1952).

sinclinal eoceno-oligoceno. También los espesores son de escala más reducida.

A) CORTE POR EL RÍO EBRO, AL OESTE DE MIRANDA.— Estos detalles son puestos de manifiesto en diversas estructuras anticlinales que están profundamente tajadas, pero sobre todo en las hondas cicatrices que ha entallado el Ebro al Noroeste y al Sureste de Miranda. La primera fué descrita con detalle por Ríos, Almela y Garrido (43, 1945). Bajo el Eoceno con *Assilina* y *Alveolina* (figs. 22 a y 25), tenemos un Ypresense-Garumnense continental. Luego vienen: Maestrichtense de calizas arenosas amarillas. Campanense descompuesto en tres bancadas calizas, con *Hippurites* y *Lacazina*, separadas por tramos margo-arcillosos. Santonense dividido en un superior de bancadas de areniscas y calizas arenosas separadas por capas margo-arenosas; otro de margas arriñonadas y otro calizo. Coniacense margoso. Turonense constituido por dos bancadas calizas y dos margosas. Cenomanense, constituido por margas y calizas con *Orbitolina*. El Eocretáceo está representado por Albense continental de facies ibérica, es decir, de arenas silíceas blancas, areniscas amarillas, conglomerados y pudingas de canto silíceo y arcillas de colores vivos. Su base no es visible. Los espesores absolutos y relativos pueden apreciarse en el corte.

Poco más allá vemos (fig. 25), en un reducido afloramiento, que todo el Cretáceo inferior está predominantemente representado por facies continentales del Albense-Wealdense, pero hay intercalaciones marinas de margo-calizas con *Orbitolina*, de carácter no arrecifal, es decir, en bancos delgados y regulares. Se apoya sobre el Jurásico medio-Liásico sin discordancia mayor.

En toda la región cantábrica es patente la migración

hacia el Sur del surco receptor a partir del Jurásico, hasta quedar su eje fijado definitivamente en el sinclinal oligoceno (fig. 22 a y b). Es el mismo fenómeno que tiene lugar en el Pirineo propiamente dicho y, junto con todas las analogías antes citadas y a pesar de los caracteres diferenciales, nos señala que el Sector Cantábrico es geológicamente hablando, puramente pirenaico.

Características análogas presentan todas las Sierras Meridionales al Oeste del meridiano de Villarcayo. En esta localidad levanta el eje del sinclinal eoceno-oligoceno y éste desaparece definitivamente, cerrado en cubeta, rodeada por el Cretáceo superior, que da salida, por el Oeste, al Eocretáceo.

Al Sur y Suroeste, es decir, en el dominio de las Sierras Meridionales, éstas ensanchan notablemente, sin perder las características stratigráficas y tectónicas generales que acabamos de describir. Esta zona fué descrita en el trabajo citado de Ciry (16), y más tarde por Almela, Lizáur y Muñoz (6, 1952). Son apretados anticlinorios, que cabalgan en general violentamente las superficies terciarias al Sur, o son anegadas parcialmente o totalmente por ellas (fig. 27).

Es la zona de entronque de las Cadenas Ibéricas con el Pirineo, entronque que se hace por virgación, a lo largo de una ancha faja. Los depósitos miocenos de los valles de los ríos Ebro y Duero ocultan gran parte del enlace. Cuando reaparecen, al Sureste de Burgos, las facies cretáceas tienen características netamente ibéricas.

La separación entre las facies cantábricas e ibéricas se verifica mucho más al Norte en el Cretáceo inferior que en el superior. La línea de tránsito es muy irregular y en los puntos más avanzados (Sur de Ramales y Valmaseda) llega la facies albense continental, o ibérica, a 50 Km. de

la costa, es decir, muy adentrada en los ámbitos cantábricos, aunque en general queda bastante más al Sur. En cambio, la simplicidad de constitución litológica del Cretáceo superior, tan característica de las Cadenas Ibéricas, no se encuentra en general hasta que se rebasa la banda miocena de separación, aunque ya se marca la tendencia en las manifestaciones cretáceas superiores más meridionales.

4) SECTOR CÁNTABRO U OCCIDENTAL DEL PIRINEO VASCO-CÁNTABRO

En los cambios que tienen lugar al Oeste del meridiano de Santander son más los de índole tectónica que los stratigráficos. Todo el fondo se levanta anunciando el acercamiento a los macizos de plegamiento hercínico.

Domina casi absolutamente el Cretáceo inferior que cubre una región sumamente extensa y de gran relieve topográfico. Sus facies son variantes, bastante divergentes, del flysch pardo cántabro. El Cretáceo superior queda constreñido a reducidas áreas en la costa, a ambos lados de la bahía de Santander, y se trata siempre de facies calizas margosas y arenosas con mayor o menor tendencia al flysch. En cambio, y como consecuencia de la elevación general de fondos, abundan los afloramientos de las restantes formaciones mesozoicas (fig. 17).

Las formaciones que constituyen el muro del Cretáceo son variadas, como consecuencia de la inestabilidad de fondos remanente de los movimientos de la época de tránsito jurásico-cretáceo. Unas veces el paso es insensible, porque los tramos altos del Jurásico son ya de facies continental que se confunden con la del Wealdense; otras

veces, en cambio, el contacto es transgresivo erosivamente, con desaparición de un paquete más o menos grueso del conjunto jurásico-liásico. También el Trías hace frecuente aparición, unas veces diapíricamente otras en forma normal.

La tectónica es la de un confuso sistema anticlinorio de complicada planta, pero que además, al acercarnos al macizo herciniano, se complica con una tectónica germánica, superpuesta, de fallas. Esta región fué estudiada en parte por Ciry (16), en parte por Mengaud (34, 1920), por Karrenberg (21, 1926), por Almela, Lizáur y Muñoz (6, 1952) y algunas zonas por F. Hernández-Pacheco y por Ríos, quienes hicieron hincapié en la importancia de esta tectónica germánica.

Finalmente, el Eocretáceo da salida bajo él, en toda la margen occidental, al Jurásico (sentido lato) y éste al Permo-Trías, que se apoya en absoluta discordancia sobre grandes macizos de caliza de montaña carbonífera, o sobre el Hullero (fig. 30).

Ciry (16) señala que, interrumpida la sedimentación marina en el Calloviense, sucede a éste un potente complejo, eminentemente detrítico, lagunar o continental. La base, incierta, puede representar parte de los pisos más altos del Jurásico. Seguramente ocurre así, pero quizá no en toda el área, debido a la inestabilidad causada por los movimientos del Jurásico superior, que crearon también relieves aptos para la erosión.

Al Norte del paralelo de Reinosa el complejo, areniscoso, ofrece analogías con el Weald inglés y soporta pisos marinos, areniscosos, con Orbitolinas, margas de cefalópodos y biohermas del Aptense; y de nuevo una serie areniscosa, análoga a la de la base, que soporta el Cenomanense, con *Orbitolina aperta*.

Al Sur de aquel pueblo, el complejo arenoso lacustre está recubierto directamente por el Cenomanense de Ostreas. Es el tránsito a las facies ibéricas, que aquí también suben muy al Norte. El paquete inferior tiende a la constitución arcillosa y margosa; el superior al carácter detrítico (de nuevo una característica de las facies ibéricas). Su espesor es de unos 1.000 metros. El del paquete septentrional es mucho mayor.

El Cenomanense corresponde a una transgresión marina general que se inicia en algún nivel de difícil determinación dentro de la serie areniscosa superior eocretácea. La invasión no corresponde a emersiones por plegamiento en otros lados, sino a hundimiento general del área. No hay (ni tampoco en otras zonas cantábricas) ni discordancias ni supresiones erosivas. Se cita la *Prealveolina iberica*. La región septentrional es de facies cantábrica (de Orbitolinas), la meridional es de facies ibérica (de Ostreas).

No podemos seguir a Ciry en el estudio detallado de las modalidades y cambios de las facies del Cretáceo superior. Baste con decir que presenta, en general, la complejidad descrita para el corte del río Ebro (fig. 24) y que esta complejidad disminuye hacia el Norte y hacia el Sur. En la primera dirección evoluciona hacia las facies margosas y de flysch, típicas de la costa cantábrica; en la segunda hacia las facies calizas, ibéricas.

La presencia del Garumnense es muy discutible. Pudiera estar representado, tanto en las facies abigarradas arcillosas que representan el Maestrichtense superior, como en las areniscas rosadas y blancas, con niveles detríticos cuarzosos, que soportan los niveles de margas blancas con Alveolinas y Miliolites del Eoceno. Paleontológicamente no se ha demostrado su presencia. Al Oeste del meridiano de Miranda siempre el tránsito de

Cretáceo a Eoceno presenta los mismos caracteres y ambigüedad.

Las circunstancias estratigráficas y tectónicas de la zona oriental fueron expuestas más recientemente por Almela, Lizáur y Muñoz (6). Las de la occidental por Ciry, como dijimos antes.

Las de la zona septentrional por Mengaud (34) y, más tarde, por Karrenberg (21). Mengaud, en su estudio de las regiones próximas a Santander, hace un estudio estratigráfico muy interesante. De él se deduce que el flysch pardo cantábrico modifica, hacia el Oeste, muchas de sus características. Gana extraordinariamente en definición, debido no sólo a que abundan mucho los fósiles, sino quizás aún más a que los horizontes litológicos adquieren muy claras delimitaciones y son muy continuos. Se separan perfectamente: un complejo inferior wealdense, eminentemente arcilloso y margoso, de carácter continental terroso de rojas y vinosas coloraciones y espesores considerables; un complejo aptense marino cuajado de Orbitolinas, Toucasias y otros rudistidos, y gran cantidad y variedad de otros géneros. Las bancadas calizas, o calizo-margosas, están perfectamente definidas y son muy continuas. En ellas arman los famosos criaderos de Reocín, y anejos, similares por su génesis a los de hierro de Bilbao. En este caso la mineralización acompaña a un metasomatismo intenso y extenso que transforman las calizas en dolomías. Soportan un Albense de areniscas, pero no cuarzosas, blancas, de tipo ibérico, sino más bien amarillas, de grano fino y compacto, de tipo asturiano. Cenomanense de areniscas y margo-calizas con *Orbitolina aperta*. Y el resto del Cretáceo superior está bien separado en sus diferentes pisos. Constituye un intermedio, en neta transición, de las facies irregulares cantábricas, a las que en As-

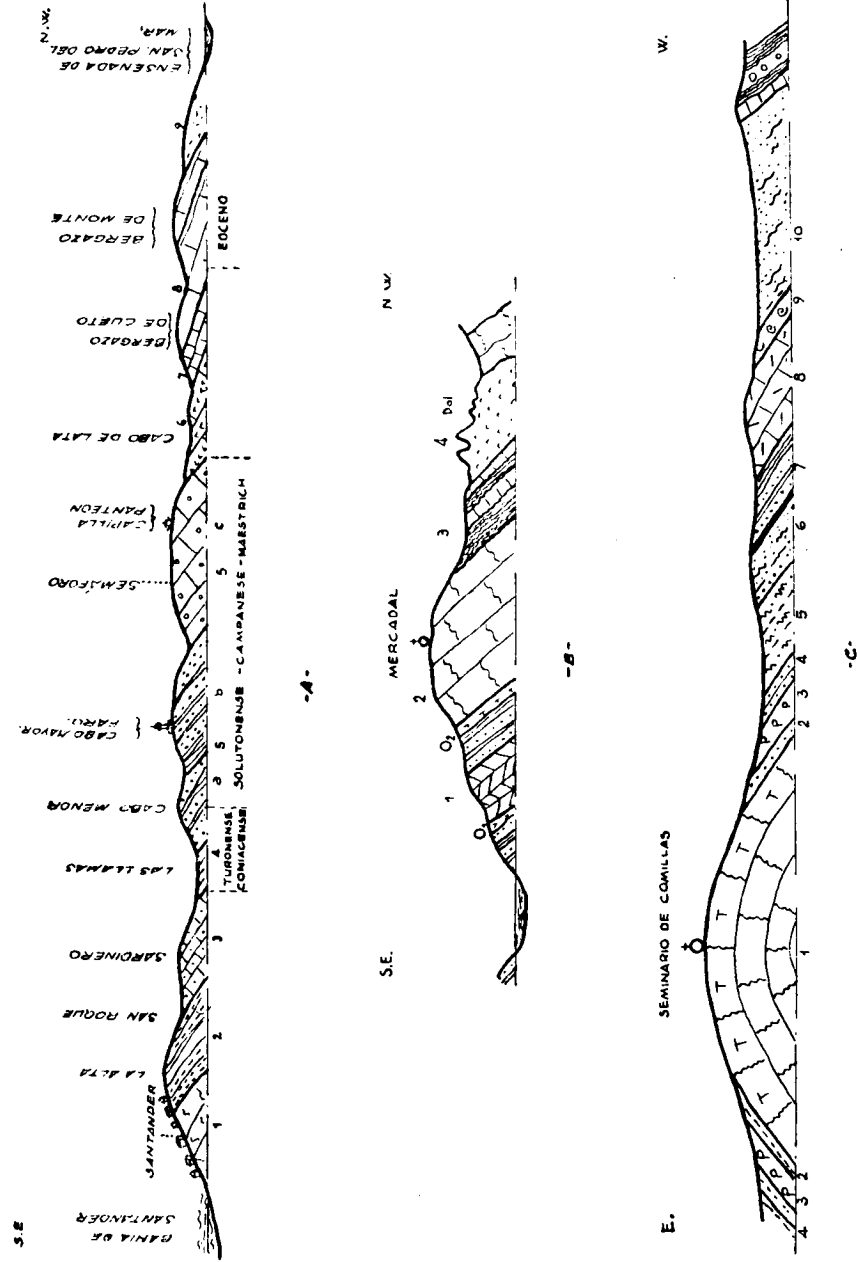


Fig. 28. — El Cretáceo en la región al Oeste inmediato de Santander. Según Mengaud, 1920 (explicación en el texto).

turias se presentan bien definidas y ordenadas en bancadas muy continuas y regulares. Litológicamente se acercan quizá más a las primeras, pero constituyen, netamente, un tránsito por su disposición a las segundas. La figura 28 expresa, en diversos cortes, estos hechos, cuya explicación es como sigue:

Fig. 28 a.—La costa entre la bahía de Santander y San Pedro del Mar (Sardinero, Cabo Menor, Cabo Mayor, Semáforo, Cabo de Lata y Bergazos).

- 1.—*Gargasense* de La Magdalena, pasando bajo la ciudad de Santander (Molinero). *Pseudotoucasia santanderensis*, *Polyconites*, *Horiopleura*, etc.
- 2.—*Albense* y *Vraconense*. Areniscas, arcillas, margas con piritas y lignitos sin fósiles, excepto en la Capilla de San Roque, donde se encuentran algunas formas *vraconenses*.
- 3.—*Cenomanense* del Sardinero. (*Orbit. aperta* y *Acant. rhotomagensis*, etc.)
- 4.—Estratos glauconiosos estériles de Las Llamas (*Turonense* y *Corniacense*).
5. a) *Santonense*: areniscas y margas del Cabo Menor con *Micraster coranguinum*.
b) *Campanense*: areniscas del Cabo Mayor con *Pyrina petreoriensis*.
c) *Maestrichtense*: areniscas del Semáforo, con *Hemipneustes pyrenaicus*, *Nerita rugosa*.
- 6 y 7.—Estratos de paso al *Eoceno*.
6) Caliza arenosa espática, amarillenta, sin fósiles, del Cabo de Lata.
7) Caliza muy blanca o rosada con escasas algas calizas y *Miliólidos*.
- 8 y 9.—*Eoceno*.
8) Caliza con *Alveolinas*, *Operculinas*, *Num. atacicus*.
9) Areniscas con *Schizaster* de San Román.

Fig. 28 b.—Corte por Mercadal. Wealdense.

- 1 y 2.—Capas arcillo-arenosas con dos niveles, C_1 y C_2 , de *Orbitolinas aptenses* (*conoidea-discoidea vulgarica*).
2) Primer nivel de calizas con *Rudistos*.
- 3.—a) Areniscas blandas y arcillas arenosas.

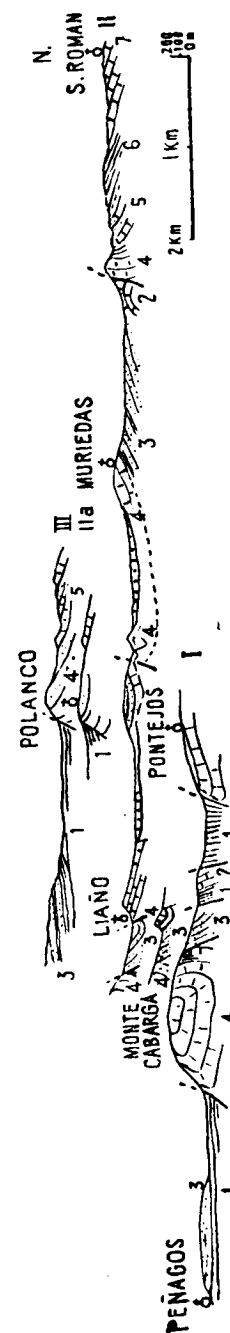


Fig. 29.—El plegamiento eyectivo en el N. de Cantabria (según Karrenberg, 1934).
1, Keuper. 3, Wealdense.
2, Jurásico. 5, Albense-Cenomanense medio. 7, Terciario.

- b) Calizas margosas con Ammonites (*Plicatula placunea*, *Exogyra latissima*).
4. Dolomías mineralizadas.

Fig. 28 c.—Acantilados al Oeste del Seminario de Comillas.

- 1.—Calizas gargasenses del promontorio del Seminario. Muy ricas en bellas *Pseud. santanderensis* y grandes nerítidos.
2. Bancos arenosos gris oscuro o amarillos, con Trigonias (*T. scabricola* mut. *Larteti*).
- 3.—Banco muy rico en Polyconites.
- 4.—Comienzo del Albense; areniscas duras con arcillas hojosas sin fósiles (5 a 6 m.).
- 5.—Bancos margosos con moldes de Myaceos (*Liopistha gigantea*, *Pholadomya*, etc.) (15 a 20 m.).
- 6.—Areniscas amarillentas, duras, ferruginosas, con bancos lignitosos (10-12 m.).
- 7.—Bancos margosos grisnegruzcos, nodulosos. Verdadera lumaquela en algunos lugares. Numerosos pectinidos (*P. Raulinianos* d'Orb. var.).
- 8.—Lumaquela amarillenta, restos de ostrácidos y de equínidos, particularmente abundantes.
- 9.—Banco calizo lleno de *Caprina Choffati* (numerosas secciones en la roca) y de políperos.
- 10.—50 a 60 m. de areniscas estériles, blandas, grises o amarillas, ferruginosas, con vénulas de lignito.
- 11.—Banco de caliza dura de algunos metros de espesor, coronado de bancos arcillosos negruzcos ricos en grandes Orbitolinas (*O. aperta* Erman), incluso del tipo de las que abundan en el Cenomanense del Sardinero.

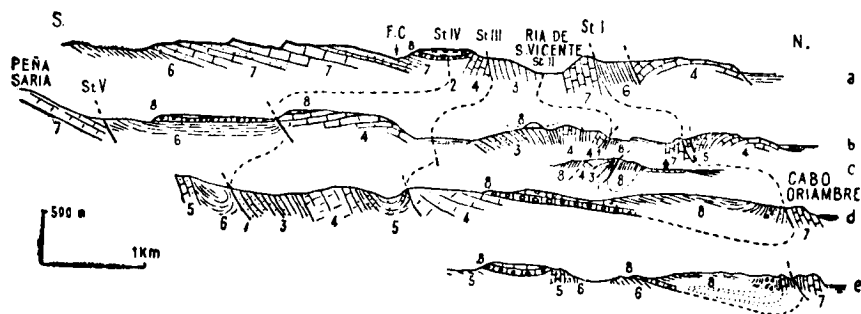


Fig. 31.—El sistema E.-O. de dislocaciones en la cuenca de San Vicente de la Barquera (según Karrenberg, 1934).

1-6, como en la fig. 29. 7, Paleoceno-Eoceno. 8, Oligoceno.

Karrenberg (21) se apoyó en las estratigrafías anteriores, sobre todo en la de Mengaud, y renovó la interpretación tectónica (figs. 29 y 31).

En ambas zonas existen sobre el Cretáceo superior pequeñas depresiones paleogenas, que más al Oeste, en la costa de Asturias Central, alcanzan dimensiones considerables.

Las circunstancias paleogeográficas han sido descritas al por menor por Ciry, y gráficamente por Karrenberg, que presenta unos esquemas de facies y potencias.

E) Las dos ramas más occidentales del Pirineo

Al Oeste de Reinosa el Cretáceo se levanta en masa (fig. 30) para dar salida por debajo a las restantes formaciones mesozoicas y al Permiano, y éstas, a su vez, a un gran macizo paleozoico.

Se trata de la extremidad oriental de la masa herciniana cántabro-astur, que a su vez es la prolongación de la masa cristalo-herciniana galaico-astur.

Pero las formaciones cretáceas aún se prolongan lejos por el Oeste, al rodear el macizo herciniano por el Norte y por el Sur.

La banda meridional es más estrecha, pero más continua. La septentrional se interrumpe, por avanzar el Paleozoico hasta el mar, pero continúa más al Oeste, donde alcanza un desarrollo notable entre Oviedo y el Cantábrico.

Geográficamente, muy rara vez se designa a estas ra-

mas como Pirineo. Geológicamente, existe una continuidad estratigráfica y tectónica, y una comunidad de características en su desarrollo paleogeográfico, que permiten aún reunirlos con aquel nombre. Son muchas más, y de mayor importancia, las analogías que unen estas forma-

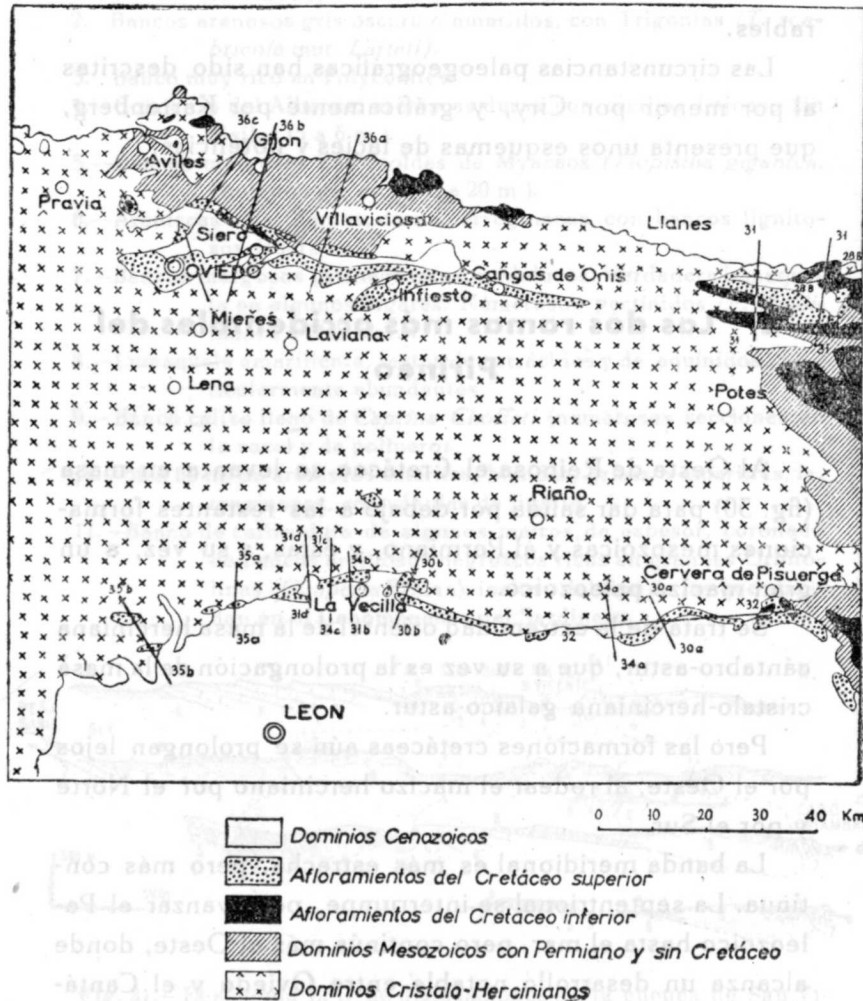


Fig. 30—Zona occidental, astur, de plegamientos pirenaicos.

ciones a las restantes más orientales, que las diferencias que señalan discrepancia. Estas diferencias resultan, además, de una evolución lógica y normal.

Resultaría exagerado, sin embargo, llamar Pirineo Axil a la zona intermedia, y Sierras Marginales a las mesozoicas enmarcantes. Es mejor seguirlas denominando Septentrionales y Meridionales.

Nos ocuparemos en primer lugar de las Meridionales.

1) SIERRAS MERIDIONALES DEL PIRINEO OCCIDENTAL

a) Sector Oriental

Las Sierras Meridionales fueron estudiadas por Ciry (16) en su sector oriental, y por Almela, en su totalidad, en dos trabajos recientes (4, 1949; 5, 1951).

El enlace con la región oriental se hace inmediatamente al Oeste del meridiano de Reinosa, mediante una progresiva simplificación de facies y espesores. La índole de la evolución fué esquematizada por Ciry (fig. 32). El yacente es aún el Lías.

El Cretáceo inferior es de tipo lacustre o ibérico. Se inicia por pudingas poligénicas con margas rojas y areniscas blancas o rojas muy ferruginosas, que soportan calizas lacustres, y alternancias de areniscas, arcillosas, rojas y verdes, y delgados bancos calizos, que en la parte superior se reúnen en una bancada que llega a los 200 m. de espesor, con algún lecho de lignito.

Hacia el Oeste, en la región de Cervera del Pisuerga, la serie eocretácea se simplifica rápidamente, y no lleva ya

calizas lacustres ni lechos rojos; bajo el Cenomanense marino sólo hay graveras de canto cuarzoso y arenas más o menos arcillosas y caoliníferas que descansan sobre el Paleozoico, puesto que el Lías ha desaparecido bajo la base del Cretáceo al Este de Cervera del Pisuerga.

Son depósitos bastos de estratificación cruzada y cantos cuarzosos bien rodados, de tonos blancos. Su espesor suele pasar de 100 m. y se prolongan muy lejos por el

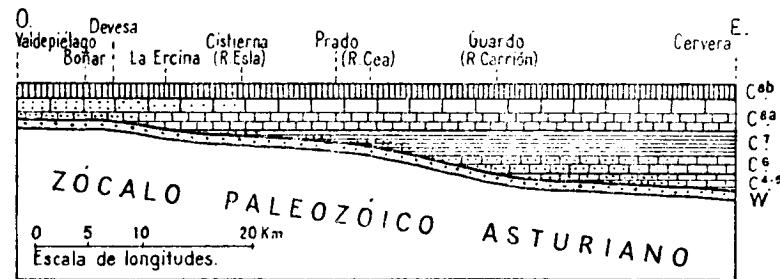


Fig. 32.—Esquema de la transgresión del Cretáceo superior de Asturias (según Ciry, 1940).

W= Areniscas y arenas caolínicas de facies wealdense. C⁴⁻⁵= Cenomanense. C⁶= Turonense. C⁷= Coniacense. C^{8a}= Santonense. C^{8b}= Campanense. Los punteados marcan las facies nerfíticas, siendo éstas más acusadas donde los puntos están más apretados.

Oeste. Hay algún isleto aislado en el Paleozoico. Sin fósiles, su edad ha sido muy discutida, pero Ciry los considera como sedimentos subcontinentales, de la fase de emergencia previa a la transgresión cenomanense. Podrían representar la parte más alta del Cretáceo inferior y la más baja del Cenomanense.

Encima se desarrolla un complejo de areniscas finas o bastas, con intercalaciones de calizas y areniscas, de origen marino y reducido espesor, que representan al Ceno-

manense. Su límite occidental es impreciso y debe quedar entre Guardo y Cistierna.

El Turonense experimenta una evolución parecida. Sus calizas y margas evolucionan a areniscas y calizas arenosas, de tipo parecido a las del Cenomanense. Sus espesores se reducen a pocas decenas de metros. Toda esta evolución se hace muy rápidamente y el conjunto, difícilmente separable del Cenomanense, se sigue hasta poco más allá de Guardo, donde se pierde.

El Coniacense mantiene mejor su personalidad; persiste bajo el carácter de margas blancas o azules, bien desarrolladas y fosilíferas. Pero a la altura de Cistierna, se ha hecho ya muy detrítico, ha perdido aquéllas características, y son ahora areniscas, arenas con pasos locales a pudingas, y margas arenosas; no se encuentran ya fósiles. Se pierde más allá de Cistierna. La reducción de espesores, por consiguiente, es gradual, pero considerable.

El Santonense, como el Coniacense, conserva bien sus características, con espesores reducidos en la parte oriental; pero al Oeste de Cistierna, sigue la misma evolución a un tipo detrítico, que conserva las Lacazinas; presenta las calizas basales, que no pasan ahora de los 30 m. de espesor y reposan, puesto que se han extinguido ya el Coniacense, Turonense y Cenomanense, sobre el grupo inferior bastante detrítico. Las calizas desaparecen antes de Boñar y el resto del Santonense, más allá de esta localidad, desplegando antes un rico contenido en fósiles.

El Campanense y el Maestrictense mantienen sus características generales, hasta Guardo, pero con espesores decrecientes. El primero de los dos pisos está representado por calizas blancas con rudistos y calizas arenosas con Lacazinas, que soportan un Maestrictense (de

facies garumnense) constituido por margo-calizas y arcillas abigarradas, pudinguias y areniscas de vivos tonos que pasan gradualmente a una serie detrítica atribuida al Eoceno. Rebasado Guardo, las calizas campanenses pierden espesor y se hacen margosas. En Boñar (fig. 33) son muy arenosas; contienen aún abundantes fósiles. Las calizas blancas de Lacazina no rebasan los 10 m. y siguen

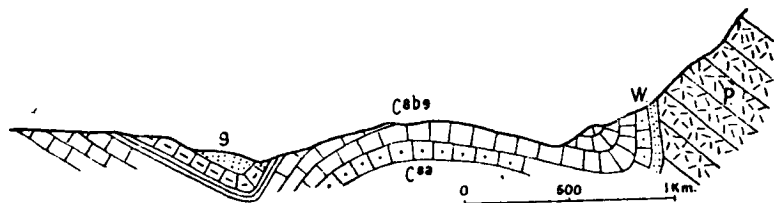


Fig. 33 a.—Corte a través de la región de Boñar, sobre la ribera izquierda del río Corueño (según Ciry, 1940).

P= Paleogeno. W= Arenas y areniscas caolínicas (Wealdense). C^{8a}= Santonense. C^{8b}= Campanense y Maestrichtense. g= Arenas y areniscas de Las Bodas (Eoceno superior?).

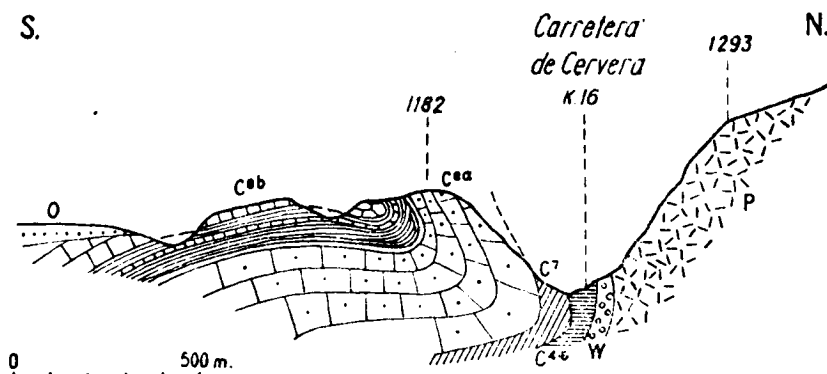


Fig. 33 b.—Según Ciry, 1940.

P= Paleozoico. W= Arenas y areniscas caolínicas. C⁴⁻⁶= Cenomane y Turonense. C⁷= Coniacense. C^{8a}= Santonense. C^{8b}= Campanense. O= Oligoceno-Mioceno.

soportando un Garumnense que conserva sus características litológicas.

Por consiguiente, el Campanense y Maestrichtense, conservan bien sus características generales y sus abundantes faunas, hasta la altura de Cistierna, pero más allá del río Esla, la base se hace más detrítica, la parte alta más margosa y la separación del Maestrichtense, como consecuencia, es artificiosa.

La disposición tectónica es la de un anticlinorio sencillo dominado por un anticlinal, de vergencia al Sur. No hay cabalgamientos importantes. Hacia el Oeste desaparece el desplome y la serie cretácea reposa normalmente sobre el Paleozoico.

El Paleogeno alto, transgresivo, descansa erosivamente sobre el dispositivo.

b) Sector Occidental y terminación

Al Oeste de Boñar, y según describe Almela (4), aún se conserva por algún espacio la división en dos tramos: el inferior de tonos blancos, caoliníferos, con arenas y gravas de cuarzo y gredas de colores vivos (facies albense), y el superior, Campanense-Maestrichtense, de margo-calizas y margas que desaparecen entre los ríos Torio y Bernesga, es decir, antes de llegar a Cistierna, de modo que el Cretáceo queda representado sólo por la facies albense o «de caolines». Al Sur de Boñar, los espesores son de 125 m. para el grupo inferior o de caolines y de 575 para el superior o senonense, de modo que la desaparición de este último se hace, con rapidez, inmediatamente al Este de La Robla (fig. 34).

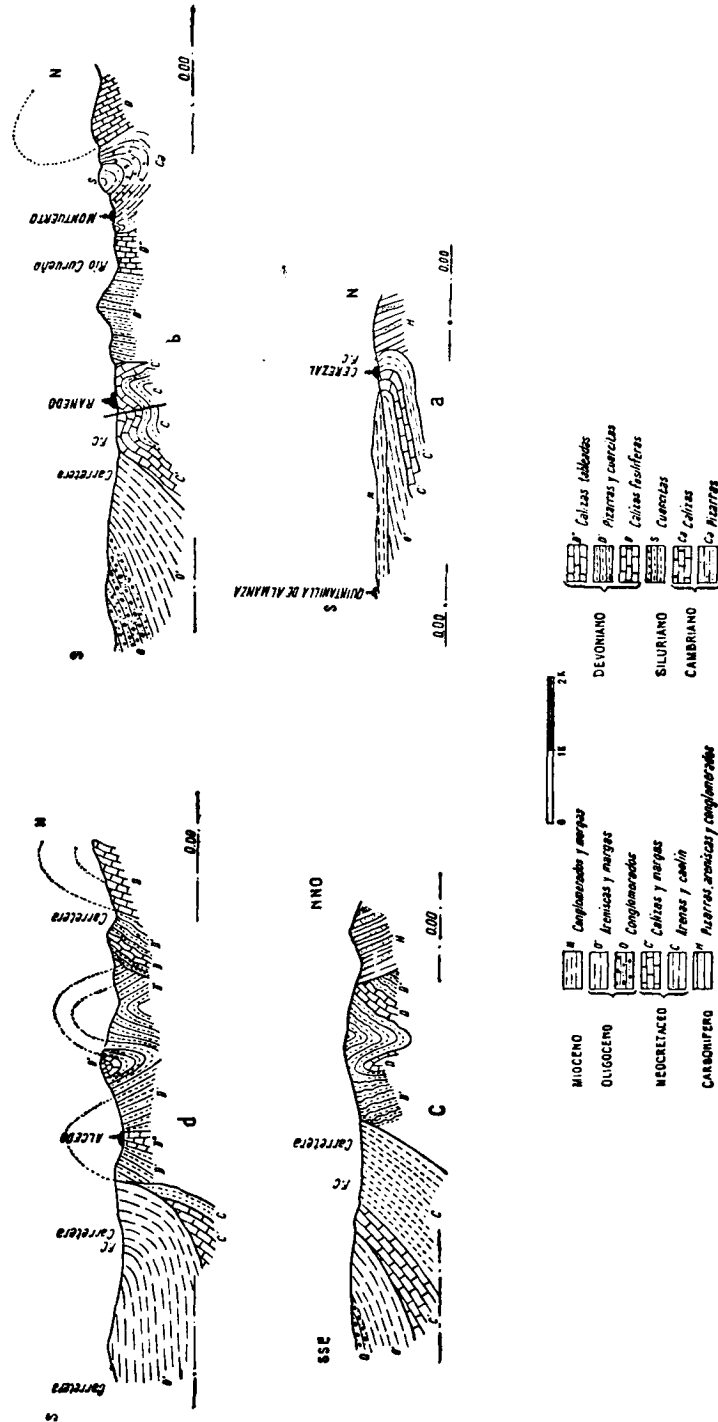


Fig. 34.—Terminación occidental del Cretáceo paleotino-leonés (según Almela, 1949).

La región al Oeste del Bernesga también fué descrita por Almela (5). En ella el Cretáceo camina rápidamente a su extinción. De todo el sistema no queda sino el tramo caolinífero de facies albense, consistente en arenas y caolín con abundante grava y pudinguilas de cuarzo, de tonos vivos, amarillos, blancos o rojizos.

Desde La Robla hasta Carrocera, el Cretáceo queda comprendido, en banda continua, entre el Paleozoico y el Terciario (Oligoceno y Mioceno).

Más allá (fig. 35) se dispone en pequeños senos discontinuos apoyados sobre el Paleozoico y no siempre ordenados en la misma alineación, sino en manchas desplazadas al Norte y al Sur.

La mancha más occidental de esta región, y por consiguiente de todo el Pirineo, es la que comienza en Quintanilla y termina en Riello, por el Oeste. La más meridional es la del valle de Ordás.

2) SIERRAS SEPTENTRIONALES DEL PIRINEO OCCIDENTAL

Las Sierras Septentrionales del Pirineo Cántabro tienen su terminación, como dijimos antes, al Oeste de Santander, más allá de San Vicente de la Barquera. Allí reciben encima sedimentos terciarios, y el conjunto limita por el Norte, no directamente con el mar sino con el Paleozoico, mediante falla que separa una estrecha faja costera de plegamiento herciniano. Lo mismo ocurre por el Oeste con respecto al gran macizo herciniano cántabro-astur. Su interpretación más moderna es la que dió, como dijimos ya, Karrenberg (21), quien presenta una interpretación paleogeográfica resumida en doce esquemas.

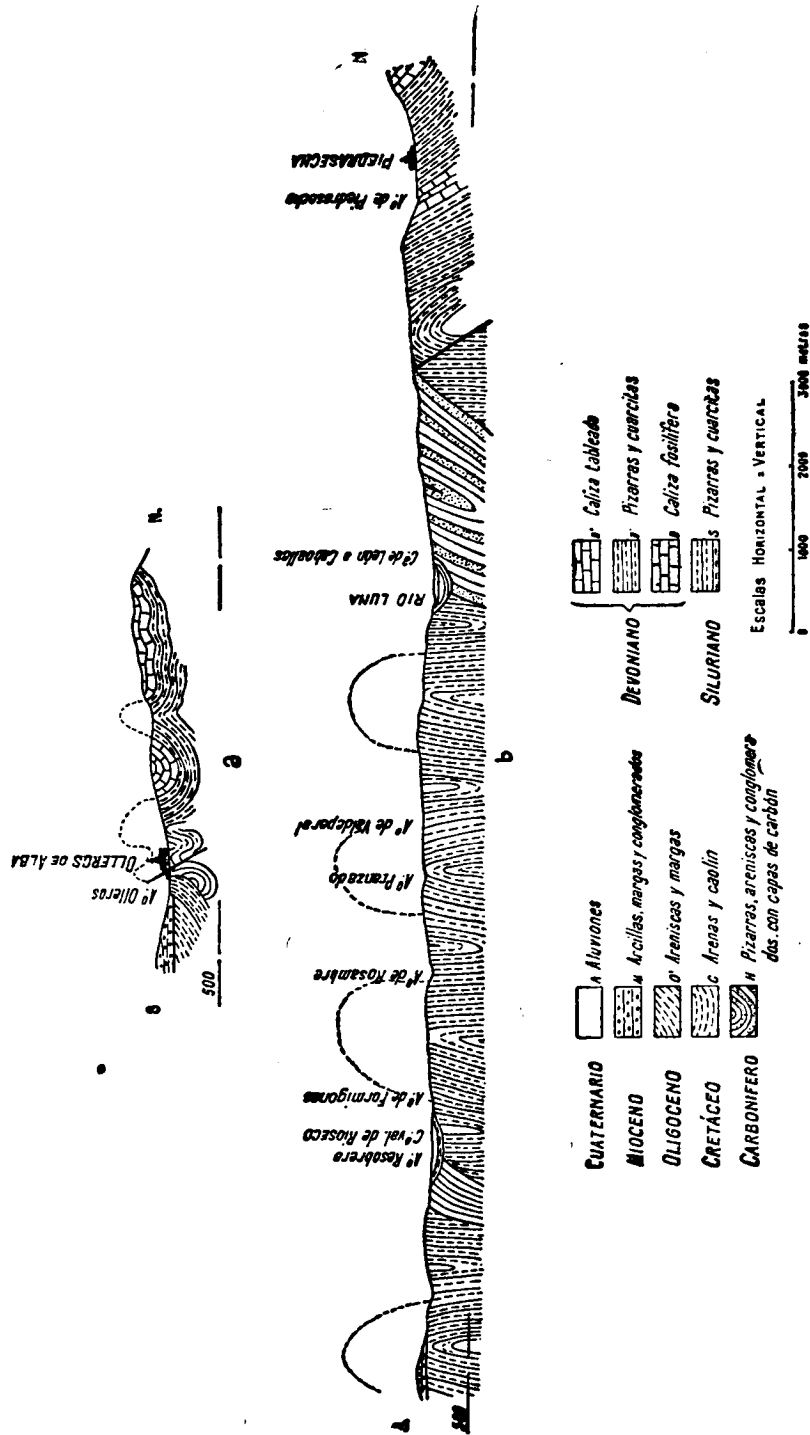


Fig. 35.— Terminación occidental del Cretáceo leonés (según A. Almela, 1951).

Tras una discontinuidad en que el macizo paleozoico llega desde el interior hasta la costa, reaparecen a lo largo de ésta las formaciones cretáceas. Fueron estudiadas igualmente por Karrenberg (21), y, en su región más occidental, muy recientemente, por Almela y Ríos (9).

En Ribadesella reaparecen, no sólo el Cretáceo sino bajo él también el Lías y el Triás. En disposición, generalmente sencilla, casi tabular, se extiende este complejo estratigráfico por toda la costa hasta Gijón (fig. 36), donde reaparece, bajo él, el Paleozoico que aún soporta algunos pequeños isleos cretáceos. Esta masa paleozoica es contorneada por el Sur por las formaciones mesozoicas, que llegan de nuevo hasta la costa, en Avilés, para dar salida otra vez al Paleozoico, por el Oeste, definitivamente.

Hacia el Sur, el Cretáceo y formaciones mesozoicas acompañantes se disponen en un gran sinclinal que recibe en su fondo una importante mancha de formaciones paleogenas.

Cuando reaparece el Cretáceo al Sur ya no tiene debajo el Lías, sino el Triásico, el Permiano o el Paleozoico.

Una importante faja de trastornos, consistentes en un estrecho y largo anticlinorio, de violento plegamiento, complica la disposición del Cretáceo desde el Norte de Oviedo hasta más allá de Infiesto. Al Norte y al Sur de ella, la disposición del Cretáceo es, como dijimos, más sencilla, inclinada, pero tabular.

La faja de trastornos parece corresponder a una línea de debilidad o fractura del zócalo paleozoico que ha jugado desde los tiempos triásicos. Al Sur de ella las series son más sencillas, puesto que la faja de trastornos no ha sido rebasada por las formaciones liásicas; y por las jurásicas y cretáceas, sólo en parte.

Por el Sur, el Cretáceo o su yacente permo-triásico, se

apoyan sobre el macizo hercínico astur. Igualmente por el Oeste, de modo que las manchas cretáceas de Oviedo y Avilés son las más occidentales de las Sierras Septentrionales. Más allá no existe ya el Cretáceo.

En tiempos fué atribuído al Liásico un importante grupo de capas que se extiende por la costa desde Villaviciosa hasta Gijón, y por el Sur hasta Pola de Siero, que después Karrenberg consideró wealdenses y que Almela y Ríos colocan en el Jura. Se trata de una serie potente que descansa en ligera discordancia sobre el Lías y que en la zona oriental está predominantemente representada por arcillas, margas y margo-calizas tableadas y areniscas. En la occidental, sobre todo por conglomerados. El conjunto oriental se puede dividir en dos paquetes, el inferior de arcillas y margo-calizas, de tonos pardos, grises y oscuros o rojos. El superior, de margas y areniscas amarillentas. Ambos son muy micáceos. Su facies corresponde a la wealdense cantábrica, y muy bien podría acogerse todo el conjunto bajo la denominación de flysch pardo cantábrico. Antes se consideró como casi exclusivamente continental, pero ya Barrois (12) descubrió, en Villaviciosa, una fauna marina (incluso con algún ammonites en la zona de Ribadesella) y esa fauna resultó ser del Jurásico superior. Posteriormente Almela y Ríos (9), encontraron, en muchos puntos de la costa, entre Lastres y Gijón, faunas más bien salobres, pero desde luego marinas, que parecen llegar incluso al Dogger. Aparecen en el paquete inferior. Es evidente, por consiguiente, que aquí la facies wealdense se inicia muy pronto en el Jura. La facies es de flysch. Ya al Oeste de Villaviciosa empiezan a intercalarse los conglomerados que en dirección a Gijón van sustituyendo poco a poco el paquete inferior, pero siempre se conserva un tramo basal de arcillas, mediante el cual reposa el

Lías. El canto de los conglomerados está constituido por cuarcitas en elementos bien rodados. El tramo superior, de tonos amarillentos, muy posiblemente representa parte del Cretáceo inferior. Ambos contienen muchos restos vegetales convertidos en lignitos, azabache o pirita. En esta zona costera no se encuentran orbitolinas.

Es evidente que en esta zona los movimientos neoci-méricos no han dado lugar a emersiones erosivas, sino solamente a un retroceso a régimen continental, con sedimentación prolongada y diversas invasiones marinas de carácter episódico.

Por encima de la facies jurásico-wealdense se depositan las graveras de canto silíceo del Cenomanense inferior, equivalentes e idénticas a las de la rama de Sierras Meridionales. Estas graveras adquieren gran desarrollo en la zona de Avilés, donde constituyen la última manifestación cretácea del Pirineo en dirección oeste.

Más al Sur, al llegar a la faja de violentos trastornos, empieza a aparecer una serie calizo-margosa y arenosa, de tonos predominantemente amarillos o grises, que contiene orbitolinas aptenses; pero donde empieza a aparecer el Aptense desaparece la facies jurásico-wealdense, de modo que aquél descansa directamente sobre el Lías. Localmente se desarrolla un Albense con su facies típica de arenas silíceas blancas, rosadas, amarillas, verdes, oscuras, en mezclas de abigarradas tonalidades. La secuencia exacta es difícil de obtener en zona tan trastornada.

Por encima se desarrolla una serie litológicamente monótona, consistente en una repetición de bancos de caliza arenosa color carne, areniscas amarillas y arcillas y margas arcillosas.

En algunos tramos las tonalidades son grises, pero en general dominan los tonos amarillentos.

El conjunto es rico en fósiles, aunque de distribución irregular, y se pone de manifiesto la existencia de todo el Cretáceo superior, desde el Cenomanense hasta el Maestrichtense, ambos incluidos. El Cenomanense está muy bien caracterizado por las abundantes Orbitolinas, sobre todo la *aperta*, por la *Praealveolina iberica*, y por ammonites (muy buenos ejemplares de *Neolobites*). El Turonense y Senonense tienen abundantes rudistas, *Inoceramus* y equínidos, entre otros fósiles. El Maestrichtense, además, Orbitoides. La serie es especialmente completa y ordenada en la depresión de Infiesto.

Al Norte de la superficie paleogena, que constituye el relleno de la cuenca sinclinal, la serie descansa sobre el Lías mediante las graveras del Cenomanense. Al Sur, sobre el Bunt, el Permiano o el Paleozoico. Al Sur de Oviedo son tramos más altos que el Cenomanense los que se apoyan sobre el Paleozoico, sin que se aprecie la existencia de las graveras. En cambio al Sur de Sama, en la manifestación más meridional de toda la mancha del Cretáceo, las graveras constituyen la base del Cretáceo, que descansa directamente sobre el Carbonífero.

Al techo, y mediante suave discordancia, se apoya el Paleogeno continental. No se ha percibido la existencia del Garumnense.

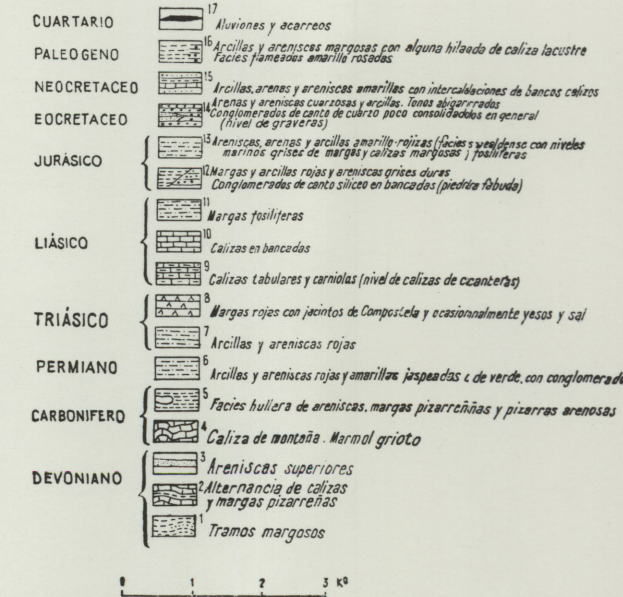
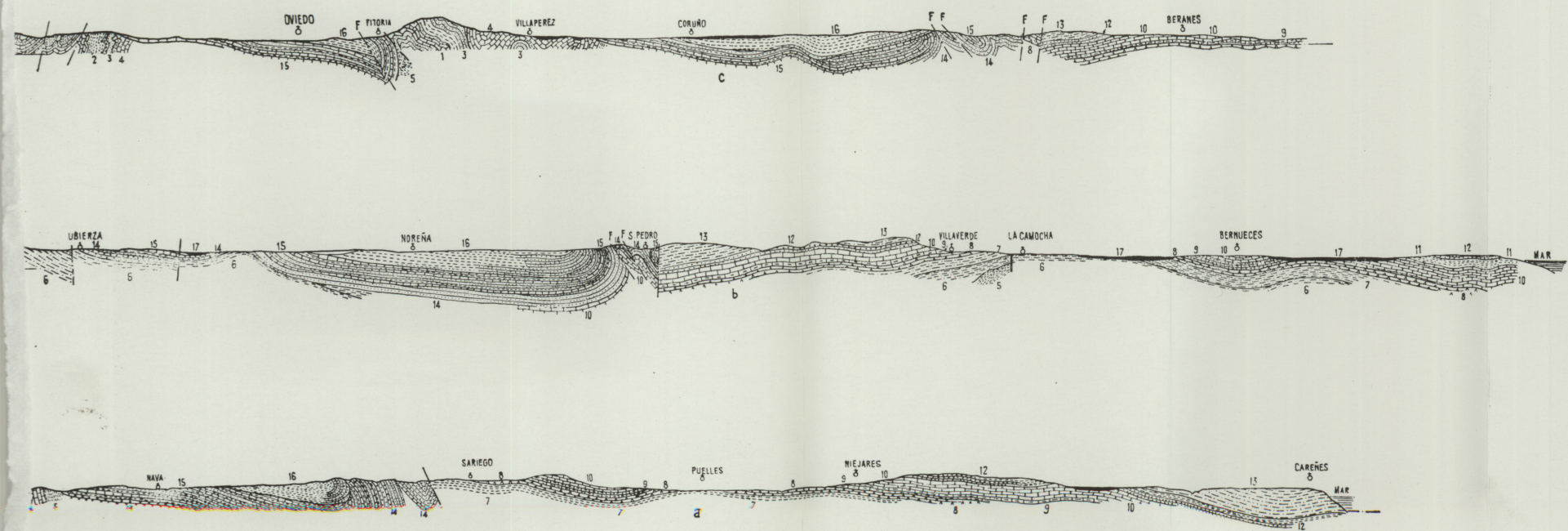


Fig. 36. - Cortes estratigráfico-tectónicos de la Región Asturiana (J. M. Ríos y A. Almela, 1955).

III. EPÍLOGO

Hemos seguido la evolución de las formaciones que integran el Sistema Cretáceo en los Pirineos de España, desde la bahía de Rosas, en el Mediterráneo, hasta sus últimas manifestaciones occidentales, en las provincias de León y Oviedo.

Para ello nos hemos valido de una serie de cortes tipo que hemos extraído de muy diversas fuentes informativas y hemos procurado, en nuestras descripciones, seguir la evolución entre corte y corte.

Nos hubiera gustado unificar la presentación de estos cortes, así como sus escalas, pero por un lado la falta de tiempo, por otro el deseo de guardar absoluta fidelidad a las interpretaciones originales, nos han hecho desistir de ese propósito.

De este modo la heterogeneidad de las fuentes informativas introducen un factor de confusión, que se añade a la que resulta de la enorme complejidad, debida sobre todo a los frecuentes cambios de las formaciones descritas.

De entre todas las formaciones presentes en el Pirineo, hecha abstracción de las más antiguas que el Permiano, las cretáceas son, con mucha diferencia, las más heterogéneas. Como consecuencia, su descripción en la forma que

lo hemos hecho tiene la pretensión de ser una modesta interpretación de todo el Pirineo no Paleozoico.

Decimos modesta, porque la complejidad del Pirineo arrastraría casi inevitablemente a una prolijidad extrema. De todos modos, aquí se exponen una serie de cortes que despliegan los rasgos fundamentales, estratigráficos y tectónicos, de todo el Pirineo, en el más amplio sentido de esta denominación.

Aun salvando las infinitas excepciones, modalidades y variantes de los datos expuestos, creemos que esta exposición conjunta, que hasta ahora, a nuestro entender, no se había intentado nunca, será útil.

Por lo que se refiere al futuro, es evidente que una vez que se haya logrado una ponderada uniformidad del nivel de conocimientos actuales con el estudio de relleno de las pocas áreas actualmente retrasadas en este conocimiento, la tarea que se plantea a las futuras generaciones es la del estudio minucioso de la estratigrafía fina del Cretáceo, única base sólida del conocimiento paleogeográfico serio.

Para ello haría falta en nuestro país, no sólo reforzar considerablemente el número de geólogos capaces de desarrollar campañas de levantamientos muy detalladas, sino, sobre todo, el de paleontólogos especialistas. Es la falta de paleontólogos lo que constituye la mayor rémora para un avance mayor en nuestro conocimiento del Sistema Cretáceo en los Pirineos y en España.

IV. BIBLIOGRAFÍA SUMARIA

1. R. ADÁN DE YARZA (1877): *Descripción física y geológica de la provincia de Vizcaya*.—Bol. Inst. Geol. España. T. IV. Madrid.
2. — (1885): *Descripción física de la provincia de Álava*.—Mem. Inst. Geol. España. Madrid.
3. — (1886): *Descripción física y geológica de la provincia de Guipúzcoa*.—Mem. Inst. Geol. de España. Madrid.
4. A. ALMBLA (1949): *Estudio geológico de la reserva carbonífera de León*.—Bol. Inst. Geol. Min. de España. T. LXVI. Madrid.
5. — (1951): *Delimitación del Carbonífero de la zona de La Robla-Vegarienza (León)*.—Boletín Inst. Geol. Min. España. Madrid.
6. A. ALMBLA, J. LIZÁUR y C. MUÑOZ (1952): *Estudio de la reserva petrolífera de Burgos*.—Bol. Inst. Geol. Min. España. T. LXIV. Madrid.
7. A. ALMBLA y J. M. RÍOS (1947): *Explicación al mapa geológico de la provincia de Lérida, escala 1:200.000*.—Inst. Geol. Min. España. Madrid.
8. — (1951): *Estudio geológico de la zona subpirineica aragonesa y de sus sierras marginales*. C. S. I. C., Rev. Pirineos. Zaragoza.
9. — (En prensa): *Investigación del Hullero bajo los terrenos mesozoicos de la costa cantábrica (Oviedo-Gijón-Villaviciosa-Infiesto)*.

10. H. ASHAUBER (1934): *Die Ostliche Endigung der Pyrenäen*.—Abh. der Ges. der Wiss. zu Göttingen. Math. Phys. Klasse. III F. H. 10. Berlín. Traducción española por J. M. Ríos: *La terminación oriental de los Pirineos*. Publ. Alem. sobre Geol. de España. T. II. Madrid, 1943.
11. H. ASHAUBER y R. TEICHMÜLLER (1935): *Die Variscische und Alpidische Gebirgsbildung Kataloniens*.—Abh. der Ges. der Wiss. zu Göttingen. Math. Phys. Klasse. III F. H. 16. Berlín. Traducción española por J. M. Ríos: *Origen y desarrollo de las cordilleras variscas y alpidicas de Cataluña*. Publ. Alem. sobre Geol. de España. T. III. Madrid, 1946.
12. CH. BARROIS (1880): *Formación cretácea de la provincia de Oviedo*.—Bol. Inst. Geol. de España. T. VII. Madrid.
13. J. R. BATALLER (1947): *Sinopsis de las especies nuevas del Cretáceo de España*.—Mem. Real Soc. de Ciencias y Artes. Vol. XXVII, n.º 12. Barcelona.
14. H. BOISSEVAIN (1932): *Onderzoekingen in Catalaanse Pyrenäen*.—Geologie en Mijnwesen. Aug.
15. L. CARBZ (1881): *Etude des terrains crétacés et tertiaires du Nord de l'Espagne*.—Thes. Fac. Sciences. París.
16. R. CIRY (1940): *Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander*.—Tesis doctoral. Toulouse.
17. G. COLOM (1950): *Más allá de la prehistoria*.—Colección Cauce, C. S. I. C. Madrid.
18. M. DALLONI (1910): *Etude géologique des Pyrenées de l'Aragon*.—Ann. Fac. Sc. Marseille. T. XIX. Marsella.
19. — (1930): *Etude géologique des Pyrenées Catalanes*.—Ann. Fac. Sc. Marseille. T. XXVI. Marsella.
20. J. GÓMBZ DE LLARENA (1954): *Observaciones geológicas en el Flysch cretácico-numulítico de Gui-*

- púzcoa*.—Monografías del Inst. Lucas Mallada de Inv. Geológicas. N.º 13. Madrid.
21. H. KARRNBERG (1934): *Die postvariscische Entwicklung des Kantabro-asturischen Gebietes (Nordwestspanien)*.—Beitr. zur. Geol. der Westl.-Medit. Geb. Berlín. Trad. esp. por J. G. DE LLARENA: *La evolución post-variscica de la cordillera cántabro-astúrica*. Trad. extr. sobre geología de España. T. III. Madrid, 1946.
22. V. KINDELAN (1919): *El Cretáceo y el Eoceno en Guipúzcoa*.—Bol. Inst. Geol. Esp. T. XL. Madrid.
23. P. LAMARE (1936): *Recherches géologiques dans les Pyrenées basques d'Espagne*.—These Doct. Mem. Soc. Géol. France. Nouv. Sér. T. XII, n. 27. París.
24. — (1950): *Notice sur les travaux scientifiques de P. Lamare*.—París.
25. J. LAMBERT (1935): *Echinides crétacés d'Espagne*.—Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. T. XXXV. Madrid.
26. J. LARRAZET (1896): *Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des provinces d'Alava et Logroño*.—These Fac. Sc. París.
27. N. LLOPIS LLADÓ (1936): *Sobre la geología dels cims de Pedraforca y sobre la tectónica del Berguedá*. But. Inst. Cat. d'Est. Nat. Vol. XXXVI, p. 34-61. Inst. d'Hist. Cat. Barcelona.
28. L. MALLADA (1887): *Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Sistemas Cretáceo inferior y Cretáceo superior*.
29. — (1878): *Descripción física y geológica de la prov. Huesca*.—Mem. Inst. Geol. Esp. Madrid.
30. — (1882): *Reconocimiento geológico de la provincia de Navarra*.—Bol. Inst. Geol. España. T. IX. Madrid.
31. — (1904): *Explicación del mapa geológico de España. Sistemas Infracretáceo y Cretáceo (tomo V)*.—Mem. Inst. Geol. España. Madrid.

32. J. MARCET (1945): *La evolución paleogeográfica del Nordeste de España y de las Baleares*.—Memorias R. Ac. Ciencias y Artes de Barcelona. 3.ª época, n.º 56, vol. XXVII. N. 9. Barcelona.
33. J. MAURETA y S. THOS (1881): *Descripción física, geológica y minera de la provincia de Barcelona*.—Mem. Inst. Geol. España. Madrid.
34. L. MENGAUD (1920): *Recherches géologiques dans la région Cantabrique*.—The. Fac. Sc. Paris.
35. P. MISCH (1934): *Der Bau der mittleren Sudpyrenäen*. Abh. der Ges. der Wiss. zu Göttingen. Math. Phys. Klasse. III F. H. 18-164 p. Berlín. Traducción esp. por J. GÓMEZ DE LLARENA: *La estructura tectónica de la región central de los Pirineos meridionales*.—Pub. Extr. sobre Geol. España. Vol. IV, 180 p. Madrid, 1948.
36. P. PALACIOS (1915): *La formación wealdense en el Pirineo navarro*.—Bol. Inst. Geol. España. Tomo XXXVI. Madrid.
37. — (1916): *Los terrenos mesozoicos de Navarra*. Bol. Inst. Geol. España. T. XL. Madrid.
38. G. PUIG y R. SÁNCHEZ LOZANO (1888): *Datos para la geología de Santander*.—Bol. Inst. Geol. España. T. XV. Madrid.
39. J. M. RÍOS (1948): *Estudio geológico de la zona de criaderos de hierro de Vizcaya y Santander*.—Temas profesionales. Dir. Gen. Min. y Comb. Madrid.
40. — (1951): a) *Análisis estratigráfico y tectónico de una parte del valle del Segre en la provincia de Lérida (La zona de Coll de Nargó)*.—Bol. del Inst. Geol. Min. España. T. LXIII, 100 p. Madrid.
(1953): b) *Compte Rendue de l'excursion organisée dans les Sierras Sub-pyreneens marginales de la prov. de Lérida en Espagne*.—A. F. T. P. Secc. S. O. Montpellier.
41. — (1954): *Bosquejo geológico de parte del País Vasco-Cántabro*.—Revista Pirineos. Zaragoza.

42. J. M. RÍOS y A. ALMELA (1943): *Contribución al conocimiento de la zona Subpirenaica Catalana*.—Bol. Inst. Geol. y Min. de España. T. LVI, 120 p. Madrid.
43. J. M. RÍOS, A. ALMELA y J. GARRIDO (1949): *Contribución al conocimiento de Geología Cantábrica. Un estudio de parte de las provincias de Burgos, Álava y Santander*.—Bol. Inst. Geol. y Min. de España. T. LVIII. Madrid.
44. — (1944 y 1945): *Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo Navarro*.—N. y C. del I. G. y M. de España, n. 13, 14 y 16. Madrid.
45. M. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA y L. SOLÉ SABARÍS (1932): *Nota geológica sobre el macizo cretácico de Torroella de Montgrí*.—Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. T. XXXII. Gps. 243-261. Madrid.
46. R. SÁNCHEZ LOZANO (1884): *Breve noticia acerca de la geología de la provincia de Burgos*.—Bol. Inst. Geol. España. T. XI. Madrid.
47. G. SBLZER (1934): *Geologie der Südpynäischen Sierrren in Oberagonien*.—Neu. Jahrb. fur. Min. Pal. und Geol. T. 71 Dep. B. p. 370-406. Berlín. Traduc. esp. por J. M. RÍOS: *Geología de las Sierras Surpirenaicas del Alto Aragón*. Publicaciones Extr. sobre Geol. de España. T. IV, páginas 185-235. Madrid, 1948.
48. L. SOLÉ SABARÍS, J. M. FONTBOTÉ, V. MASACHS y C. VIRGILI (1956): *Continuidad de las escamas de corrimiento del Ampurdán entre Figueras y el macizo de Montgrí y edad de su formación*.—Univ. de Barcelona, Fac. de Ciencias, Sec. de Publicaciones. Tomo de homenaje póstumo al Dr. Pardillo, p. 145-152. Barcelona.
49. L. M. VIDAL (1874): *Datos para el conocimiento del terreno garumnense de Cataluña*.—Inst. Geológico de España. T. I. Madrid.

50. L. M. VIDAL (1875): *Geología de la provincia de Lérida*.—Bol. Inst. Geol. España. T. II. Madrid.
51. — (1877): *Nota acerca del Sistema Cretáceo de los Pirineos de Cataluña*.—Inst. Geol. de España. T. IV. Madrid.
52. — (1886): *Reseña geológica y minera de la provincia de Gerona*.—Bol. Inst. Geol. España. T. XIII. Madrid.

Aparecerá en breve: *Explicación al mapa geológico de la provincia de Huesca, a escala 1:200.000*, por E. ALASTRUÉ, A. ALMELA y J. M. RÍOS, en que se representan y describen, entre otras, las formaciones cretáceas de dicha provincia.

EL MAESTRAZGO Y LA CORDILLERA LITORAL CATALANA

POR

ANTONIO ALMELA

EL MAESTRAZGO Y LA CORDILLERA LITORAL CATALANA

El área que abarca el presente estudio, se extiende desde el meridiano de Teruel, aproximadamente, por el Oeste, hasta cerca de Barcelona por el Este y Castellón de la Plana por el Sur, quedando limitada al Norte por el borde meridional de la Cuenca Terciaria del Ebro.

El núcleo cretáceo principal de la zona está constituido por una extensísima mancha, de más de 7.000 Km.² de superficie, de gran importancia, no sólo por su tamaño, sino por su riqueza en yacimientos lignitíferos, que constituye la región conocida con el nombre de El Maestrazgo y se extiende, hacia el O., por parte de la provincia de Teruel.

Esta porción central, se prolonga hacia el Noroeste en unas pequeñas digitaciones que avanzan al Norte de Montalbán, ya por las sierras que constituyen la extremidad de la Cordillera Ibérica, mientras que hacia el Noroeste el Cretáceo aparece en manchas discontinuas a lo largo de la costa mediterránea, hasta cerca de Barcelona, en la vertiente marítima de aquella cadena costera.

Nos encontramos, pues, en la región de enlace de la Cordillera Ibérica con la Litoral Catalana, en el punto de unión de dos alineaciones tectónicas divergentes y por lo tanto sus respectivas características se ofrecen más o menos acusadas, según nos aproximamos más o menos a cada una de estas cordilleras.

También las series estratigráficas ofrecen profundos cambios de unos lugares a otros, variando, no sólo la facies y potencia de los distintos niveles considerados, sino incluso desapareciendo o apareciendo muchos de ellos, con lo que la fisonomía del Cretáceo cambia notablemente aún dentro de esta región de extensión relativamente reducida.

La zona Norte de este Cretáceo, tiene, aparte de esto, un gran interés desde el punto de vista minero, pues en ella se encuentran importantes yacimientos de lignito, que arman siempre en niveles del Albense, en distintas cuencas, entre las cuales la de Utrillas, que es una de las más importantes, ha dado nombre a este nivel, que en muchos sitios se le conoce con el de «Capas de Utrillas».

El muro de la serie cretácea es casi siempre el Jurásico, aunque no sea siempre el mismo nivel, pues unas veces se ve descansar las capas inferiores del Cretáceo sobre lechos liásicos muy fosilíferos, mientras que otras, las capas que sustentan a aquel terreno representan distintos niveles del Jurásico superior.

En el borde meridional, la gran mancha cretácea reposa ya sobre el Triásico, por ausencia de Jurásico, y lo mismo ocurre con el Eocretáceo que se extiende desde Tarragona a Barcelona, el cual yace sobre Triásico, con ausencia de niveles jurásicos.

También es fácilmente observable en diferentes sitios, como por ejemplo la zona de Portarubio-Aliaga, o sea la más occidental, que allí donde aflora el Jurásico, éste no está en contacto siempre con los mismos niveles del Cretáceo, sino que sobre aquél reposan estratos que van desde los niveles más bajos del Eocretáceo hasta el Albense.

Por último, aun cuando ello no es muy frecuente,

también en algún caso, como por ejemplo al Sur de Cuevas de Portarubio, se ve una ligera discordancia entre los niveles jurásicos y unos conglomerados de base del Cretáceo, que rellenan una superficie discontinua y previamente erosionada de aquel terreno.

Así pues, puede asegurarse que tras la deposición de los distintos estratos del Jurásico, se ha producido un plegamiento de fase neokimmérica, pero de intensidad aquí no muy fuerte, que ha ondulado el Jurásico, sobre el que se ha depositado toda la serie cretácea.

Ahora bien: no todos los contactos anormales que se observan allá donde llega a aflorar el Jurásico, deben interpretarse como efecto de un plegamiento neokimmérico y subsiguiente transgresión del Cretáceo, pues muchas veces ello es debido a la intensidad de los plegamientos pirenaicos y a la mayor rigidez de los niveles calizos jurásicos, lo que da lugar a plegamientos disarmónicos, laminaciones y contactos anormales.

Vamos a describir a continuación las características estratigráficas más importantes del Cretáceo en las distintas zonas, empezando por la más occidental, para ver las profundas variaciones que sufre este terreno, aun dentro de unos límites relativamente reducidos.

Zona Portarubio-Aliaga

Aflora aquí en varios sitios el basamento jurásico de la serie cretácea, merced a varios anticlinales erosionados que ponen al descubierto este terreno, pero acabamos de decir que no siempre está en contacto con los mismos niveles cretáceos, pues mientras unas veces se ofrece una

serie eocretácea muy completa, otras el Jurásico llega casi a ponerse en contacto con el Cenomanense, aflorando en medio de niveles ya altos del Albense. También se observa, en una misma estructura, que el Jurásico se pone sucesivamente en contacto con el Wealdense, Aptense o Albense, según la zona que se considere.

Cuando la serie eocretácea aparece completa, ésta viene constituida por un nivel inferior de facies wealdense, uno intermedio marino, Aptense, y otro superior lacustre, Albense.

El tramo inferior es francamente continental, de facies wealdense, pero no es equivalente al Weald inglés, sino que es un nivel que aquí representa total o parcialmente al Neocomiense, pero que en otras zonas más septentrionales se extiende verticalmente mucho más, llegando hasta el Cenomanense. Su potencia y composición son variables, tanto por su carácter continental, como por rellenar transgresivamente depresiones preexistentes del basamento jurásico, lo que da lugar a que los niveles aflorantes aparezcan más o menos completos.

Así pues, podemos decir que la serie wealdense comienza por un grueso paquete de conglomerados bastos, de cantos calizos de bastante tamaño y no muy rodados, que a veces faltan por completo. Sobre ellos o directamente sobre el Jurásico, se encuentra un nivel de tierras blancas y vinosas, con intercalaciones de arenas muy blancas; a continuación, banquitos muy regulares y bien estratificados de conglomerados poligénicos de canto menudo y tamaño muy igual, bastante redondeados, de colores vivos y aspecto característicos, que resultan inconfundibles.

Encima descansan tierras rojas y vinosas, de tonos oscuros, entre las que se intercalan otras capas regulares de

conglomerado poligénico, de aspecto análogo al que se acaba de describir. Por último, se ve un paquete de margas grumosas y calíferas, con intercalaciones de tierras vinosas, que hacia arriba pasan a margas grises y verdosas y areniscas bastas con gravilla de sílice. El espesor de esta serie es muy variable, por las razones ya expuestas, siendo su máximo de 200 metros. No se han encontrado restos fósiles en esta formación.

Sobre este nivel de facies wealdense, o en tránsito lateral de los niveles más altos de la serie de areniscas que acabamos de citar, se encuentra ya una formación francamente marina, de edad aptense y características variables de unos sitios a otros y, en general, con abundantes fósiles o trozos de ellos.

La serie aptense es predominantemente caliza y, por lo tanto, más dura que la wealdense que la soporta y la albense que veremos a continuación, por lo que sus capas suelen resaltar sobre el terreno, entre dos zonas más deprimidas.

Sobre las areniscas wealdenses se encuentran bancos delgados de calizas compactas, que alternan con margas calcáreas, con abundantes restos fósiles de ostreas, *Toucasia carinata* Math. y moldes de gasterópodos. Encima hay margas grises o verdosas y areniscas bastas con gran cantidad de restos fósiles y, por último, coronando la serie, nuevamente calizas muy estratificadas en bancadas finas, con gran cantidad de *Toucasias*. En esta zona occidental, el Aptense ofrece una facies bastante costera, con abundantes areniscas y margas arenosas, pero hacia el Maestrazgo las areniscas disminuyen y la facies se hace menos litoral, aumentando entonces el espesor de la formación, que hacia Portalrubio tiene una potencia máxima de 300 m., pero que en lugares próximos es de menos es-

pesor. Dentro de esta misma región occidental, si nos desplazamos más al Este, entre Utrillas y Castell de Cabra, el Aptense está constituido por un nivel inferior de calizas con Toucasia y otro superior de margas y calizas margosas pardas con Trigonía, Orbitolina y abundantes gasterópodos y lamelibranquios.

El Albense es una de las formaciones más típicas y uniformes de la Cordillera Ibérica, aunque sus límites puedan ser a veces un tanto imprecisos, pero, salvo unas pocas hiladas de la zona de contacto, el resto de la serie ofrece unas características tan acusadas que se reconoce inmediatamente, aunque se trate de afloramientos pequeños.

El Albense de esta región fué el que primero y más detenidamente se estudió en España, por contener una considerable riqueza lignitífera, por lo que se la denomina también con frecuencia «Capas de Utrillas», población que se encuentra en una de las cuencas lignitíferas más importantes de la zona.

Pero dentro de las características generales de esta formación, las variaciones locales por tránsito lateral son constantes, por lo que no es posible, ni tampoco útil, dar un corte estratigráfico detallado, que no puede servir más que para un área muy reducida.

El Albense es un piso predominantemente arenoso, lacustre, de coloración abigarrada y tonos vivos, rojos, violáceos, amarillos y blancos, que se acusan inmediatamente en el terreno. Se compone de areniscas duras y compactas o más blandas y arenas sueltas, de color blanco, amarillento o intensamente amarillo, a veces con estratificación cruzada. Sobre todo las arenas deleznales muestran una gran variación de colores, que pasan del blanco o amarillento al rojo y violáceo, frecuentemente en un fajeado caprichoso. Estas arenas y areniscas son unas veces muy

puras, pero otras contienen mayor o menor cantidad de arcilla de descomposición de los feldespatos y micas. En cuanto al tamaño de los elementos, unas veces son finos, pero otras son bastos e incluso hay una regular proporción de gravilla y guijarros de cuarzo y cuarcitas.

En los 70 ó 100 m. más bajos de la formación albense, se localizan unos bancos de lignito, de potencia y número variables, pero que en conjunto llegan a sumar cinco o más metros de carbón. Las capas de lignito se encuentran entre bancos menos detríticos, de areniscas compactas y ferruginosas, arenas sueltas, margas vinosas y arcillas grises y oscuras de textura algo pizarreña, con abundantes cristales sueltos de yeso. También se encuentran lechos de margas de diversos colores, a diferentes niveles de la serie albense.

Ésta es predominantemente lacustre y detrítica, pero existen también intercalaciones marinas o salobres a distintos niveles, con frecuentes restos fósiles. Así, hacia la base, se suelen encontrar bancos de arenisca con abundantes *Ostrea* y *Vicarya*, lo que se repite en la parte alta de la serie. También es frecuente encontrar en los lechos margosos que se intercalan entre las capas de carbón, abundantes *Ostrea* y *Vicarya*.

La potencia de las capas de Utrillas en esta zona occidental, oscila entre los 400 y 700 metros.

De la formación continental albense se pasa de manera gradual, pero rápida, a niveles francamente marinos del Cretáceo superior, que en su parte baja constituyen un Cenomanense típico, con abundantes fósiles característicos.

Los niveles de areniscas que hemos señalado en la parte alta del Albense, soportan areniscas margosas y margas arenosas. Luego se encuentra un conjunto de margas calizo-arenosas, compactas y bien estratificadas, con ostreas y gran cantidad de otros restos fósiles, que a medida

que avanzamos en la serie son cada vez más calizas y muestran una estratificación más regular, llegándose a calizas margosas, que también de manera insensible, pero rápida, pasan a los niveles superiores. El Cenomanense contiene gran abundancia de *Exogyra flabellata* d'Orb. y también son frecuentes la *Praealveolina iberica* Reich. y *Pr. cretacea debilis* Reich., fósiles característicos de este terreno. Su potencia oscila alrededor de los 80 metros.

Las calizas margosas de tono amarillento dan paso a una potente formación de calizas grises y duras, en bancos gruesos, muy pobres en fósiles, que resaltan sobre el terreno por ser el nivel más duro y compacto de los que constituyen el Cretáceo de esta región.

En medio de esta serie de calizas grises se encuentra un nivel de unos 30 m. de potencia, compuesto de calizas margosas y margas grumosas en nivelitos finos, comprendidas entre espesores mayores de tierras y arcillas de coloración predominantemente blanca o grisácea. Esta intercalación margosa es bastante constante en la región y es de gran utilidad para desentrañar su atormentada tectónica. Los fósiles son escasos y mal conservados, lo que impide por ahora establecer una serie detallada. Sólo se han encontrado en las calizas algunas secciones de Rudistas, que permiten asegurar que esta serie comprende el Turonense y probablemente también el Senonense, más o menos completo. Su potencia total oscila entre 300 y 400 metros.

Con este nivel calizo termina aquí la serie cretácea, que en conjunto arroja una potencia media para el Eocretáceo de 1.000 m., y para el Neocretáceo de 500 metros.

Zona Aliaga-Castellote

También aquí aflora en diversos sitios el Jurásico, pero la serie continental inferior del Eocretáceo no siempre es visible sobre aquél, por dos razones: en primer lugar, ya hemos dicho antes que el Eocretáceo es transgresivo sobre las formaciones anteriores, razón por la que en muchos casos sus niveles inferiores pueden quedar recubiertos por los más modernos y, por consiguiente, ocultos; pero además, esta serie de facies wealdense, que en otras zonas de España alcanza una potencia grande, al avanzar hacia el Este y Sur va reduciéndose de manera continua, hasta llegar a desaparecer por completo, como veremos más tarde.

En el anticlinal de Aliaga-Miravete, tanto Fallot y Bataller (6) como Hahne (8-9) admiten la existencia de unos niveles basales, constituídos por arcillas verdosas y rojas con areniscas rojas y niveles blancos que soportan unos bancos de caliza arenosa gris con Cyrena. Estas capas representan sin duda la facies wealdense que hemos visto en Portalrubio, pero ya con mucha menor potencia, pues ésta no llega a lo sumo más que a 50 metros.

En la zona de Castell de Cabra, Fallot y Bataller (6) citan unos conglomerados en la base de la serie cretácea, que también pudieran representar aquel mismo nivel, y más al Este, cerca de Jaganta, hemos visto (16) sobre unas calizas que pudieran representar el Jurásico, una débil potencia de calizas grises y otras margosas amarillentas de aspecto lacustre, que Ashauer y Teichmüller (2) atribuyen al Wealdense, atribución que nosotros hemos aceptado (16) con ciertas reservas.

De esta zona, hacia el Sur y Este, no vuelve a aparecer la base del Cretáceo, y por lo tanto los niveles atribuidos al Wealdense, pero ya en la Cordillera Catalana, se ve reposar el Urgo-Aptense directamente sobre terrenos precretáceos, sin que se encuentren nunca los niveles continentales de la base.

Esto quiere decir que el lago wealdense tenía su orilla sureste en las proximidades de Miravete y Castellote, y que más allá no se ha depositado esta formación.

Hahne (8-9) y Ashauer y Teichmüller (2) extienden mucho más el Wealdense, porque atribuyen a esta formación unos niveles rojos que aparecen en el Maestrazgo, muy parecidos litológicamente al Wealdense, pero que está demostrado que son intercalaciones continentales dentro del Aptense marino que describimos a continuación.

El Urgo-Aptense muestra ya aquí el aspecto típico de la región, aunque no la potencia total que alcanza más al Sur.

Se inicia por unas margas blandas verdosas, con bandadas oscuras firmes y potentes de calizas margo-arenosas, duras, de estratificación muy cruzada y color negruzco o amarillento, con muchos restos fósiles.

Encima viene una serie más potente de margas griseas sueltas y arcillas terrosas con abundantes Orbitolina, y encima o intercaladas entre ellas, calizas más duras y gruesas, de superficie irregular. También se encuentran bancos de areniscas intercalados. La serie es muy fosilífera y contiene principalmente Orbitolina, *Synastraea Utrillensis* Coq., *Heteraster oblongus* d'Orb., *Terebratula*, *Trigonia valentina* Vill., *Plicatula placunea* Lmk., *Exogyra Pellico* Vern. y Coll., *Exogyra bousingaulti* d'Orb., *Toucasia carinata* Math., *Tilostoma Torrubiae* Shar., etc. La potencia total del Urgo-Aptense no es fácilmente medible, por-

que unas veces no aflora su base y otras parece estar laminado por compresión en los violentos accidentes de que viene afectado. De todos modos, estimamos que no es menor de 600 metros.

El Albense o Capas de Utrillas continúa apareciendo aquí de manera constante y regular entre el Aptense y el Cenomanense, en estrechas y largas fajas de gran interés industrial, porque casi siempre llevan un nivel de lignito que se explota en varias cuencas.

Su composición y aspecto son muy constantes, por lo que su reconocimiento resulta siempre fácil.

En la zona de Castellote, se compone de abajo a arriba, de margas arenosas y arenas amarillentas o blanquecinas, micáferas; areniscas amarillas duras y capas ferruginosas, con areniscas arcillosas y blandas y algún nivel de arenisca con muchos restos de *Ostrea*; arenas de colores claros, areniscas ferruginosas y algún nivel de yeso; nivelito de arenisca que es una lumaquela de restos de *Ostrea*; y en la parte alta arenas blancas y amarillentas. Cerca de la base del paquete, se encuentra el nivel de lignitos, constituido por varias capas de no mucha potencia generalmente, que se explotan en varias minas en Castellote, Escucha, etcétera. La potencia del Albense en esta zona, parece algo menor que en Utrillas y la estimamos en unos 400 metros.

Sobre el Albense y en tránsito continuo, pero rápido, se encuentra el Cenomanense, que comienza por una intercalación de calizas margo-arenosas amarillentas, cada vez más frecuentes entre las arenas blanquecinas y algo yesíferas de la parte superior del Albense. El resto de la formación lo constituye una alternancia de calizas margo-arenosas y arenosas, amarillas, en que varía la proporción de los elementos constituyentes, dando lugar a hiladas de dureza diferente. Se encuentran restos fósiles con bastan-

te abundancia, pero sobre todo existe una gran cantidad de *Exogyra flabellata* d'Orb., que se encuentran esparcidas por el suelo y acusan inmediatamente la presencia del Cenomanense. La potencia de este piso es tal vez algo menor aquí que en la zona de Utrillas, y la estimamos en unos 60 metros.

El nivel más alto de la serie cretácea está constituido también aquí por una potente serie de carizas duras y muy poco fosilíferas, que comienza sin duda en el Turonense, puesto que descansa sin solución de continuidad sobre el Cenomanense, y llega hasta niveles más o menos altos del Senonense, según que la erosión haya arrastrado una mayor o menor cantidad de estos sedimentos, ya que han estado expuestos hasta el Mioceno, que es ya el único terreno que se encuentra sobre este nivel de calizas.

Comienzan por unos bancos de caliza margo-arenosa de color rojovioláceo, sobre los que descansan bancos firmes de caliza compacta, bien estratificada, gris, amarillenta o blanquecina, con alguna sección de Rudistas de tipo Radiolites. Siguen calizas ligeramente margosas y muy finamente arenosas y, por último, otras bastas, mal estratificadas y oquerosas, aunque cristalinas y compactas, de color grisamarillento o rojizo. La máxima potencia medida en esta zona es de unos 300 m., pero es posible que no esté la serie tan completa como en otros sitios.

Zona del Maestrazgo. Morella-Albocácer-Mora de Rubielos

Constituye ésta, la mancha uniforme de más extensión superficial de las que aquí se describen, pues como al principio se dice, forma un área triangular de más de

7.000 Km.² en la que no se encuentran más que sedimentos cretáceos, excepto en los bordes de la misma, en donde empiezan a aparecer otros terrenos más antiguos que constituyen el substratum sobre el que descansa el Cretáceo. Por esta razón, no afloran nunca los niveles de base y cuando lo hacen en la parte más oriental, descansando sobre el Jurásico, no se encuentran ya indicios de la formación wealdense que hemos visto en las anteriores zonas.

Tanto esto como las características del Wealdense que se ha señalado en Miravete, indican que esta formación ha desaparecido aquí totalmente, y si no aflora, no es debido a que quede oculta por transgresión de los niveles superiores, sino a que no se ha depositado esta serie continental.

Así pues, comienza el Cretáceo con una potente serie urgo-aptense, muy fosilífera, que ha sido estudiada por diversos autores, uno de ellos Landerer, en 1872, quien propuso para este piso el nombre de Tenénico, tomado de la Tenencia de Benifasá, que es donde aparece con sus características más acusadas.

Hahne (9) ha atribuido los niveles inferiores visibles en la zona de Morella, al Wealdense, pero Fallot y Bataller (6) han demostrado que todos los niveles aflorantes pertenecen al Urgo-Aptense, interpretación con la que coincidimos.

Los niveles más bajos de la serie aparecen, entre otros sitios, en el anticlinal de Cinctorres y a unos 7 Km. al Sur de Morella y consisten en calizas compactas y duras, de color gris, generalmente oscuro. La estratificación es bien visible, y no se encuentran apenas restos fósiles, salvo en algunos niveles algo más margosos, en donde se ven trozos inclasificables de *Ostrea*. En la parte superior se pue-

de diferenciar generalmente un nivel de poco espesor, formado por caliza pisolítica muy característica. El espesor de este paquete es por lo menos de 200 metros.

Estas calizas podrían representar el Barremiense, pero la ausencia de fósiles clasificables impide establecer su edad de manera precisa. Sobre ellas descansa una serie muy fosilífera que representa el Urgo-Aptense, piso que aquí alcanza el espesor mayor que de él conocemos en esta región y que, como antes decimos, fué denominado piso Tenénico, por Landerer.

Comienza el paquete por un nivel de margas de color amarillento, de un espesor de unos 50 m., que contiene grandes Naticas de las especies *N. Piinoni* Land. y *N. gassulae* Coq., y sobre él otro de mayor potencia, que llega hasta los 250 a 300 m., de margas bastante arenosas y areniscas que en la parte alta son bastante micáferas, de colores amarillo y verdoso. Estas capas son pobres en fósiles, pero a veces se encuentran algunas *Exogyra* y otros lamelibranquios. Corona el nivel un banco de *Exogyras*, con gran cantidad de individuos, sobre todo de la especie *E. bousingaulti* d'Orb., que constituye un nivel de referencia muy bueno.

En la zona de Morella, sobre este banco se encuentra un nivel continental, compuesto de margas y arcillas rojas y areniscas verdes y blancas, que ofrece un aspecto muy parecido al del Wealdense que hemos descrito anteriormente, razón por la que no ha de extrañar que se haya atribuido por algunos geólogos a este piso. Su espesor es muy variable y no constituye un nivel continuo, sino lentes intercalados en la serie urgo-aptense a distintos niveles según las zonas, y a veces repetido en un mismo corte. El espesor máximo de estas intercalaciones continentales es de unos 50 metros. Esta facies aparece en

fajas a veces largas, pero discontinuas, en la zona de Zorita, Morella, Cantavieja, etc.

Prosiguiendo la descripción del Urgo-Aptense de la zona de Morella, que es la más típica, encontramos sobre las capas rojas otro banco de *Exogyras*, como el que existe inmediatamente debajo, y a continuación un paquete de 100 a 150 m. de espesor de margas de color amarillento, en las que los fósiles son bastante abundantes y en especial los equínidos de las especies *Heteraster oblongus* d'Orb. y *Equinospatagus cordiformis* Brein.

Sigue a continuación otro nivel de 100 a 150 m. de potencia, de margas amarillentas del mismo aspecto que las anteriores, pero con una fauna fósil que ha variado un poco, pues en ella predominan las Orbitolinas, a veces en cantidades fabulosas, y las grandes Naticas, aunque son también abundantes las Terebrátulas, *Rhynchonellas*, *Trigonias* y otros lamelibranquios y gasterópodos.

Estos niveles últimamente descritos, son de aspecto bastante parecido al de las capas que yacen bajo los niveles rojos, de modo que cuando éstos faltan es difícil establecer separaciones dentro de esta potente serie.

En toda la zona del Maestrazgo, sobre la formación de margas arenosas amarillas, se encuentra un nivel muy constante de calizas duras y compactas, de color blanco o gris claro, que casi siempre contienen abundantes *Toucasia carinata* Math., que en algunos sitios llegan a constituir una lumaquela. Estas capas, que por sus características proporcionan un magnífico nivel de referencia, ocupan la parte alta de las mesas o muelas existentes en la zona de Morella y Cinctorres y se pueden seguir con mucha facilidad a lo largo de los cantiles festoneados que con bastantes kilómetros de recorrido se extienden por la zona de Cantavieja e Iglesuela del Cid. Su potencia, allá donde no

ha sido disminuída por la erosión, puede llegar hasta 150 metros.

Sobre las calizas de Toucasia descansa otra serie más detrítica, constituida por calizas arenosas en capas delgadas, muchas veces de estratificación cruzada, con intercalaciones arenosas o margosas, que contienen una fauna fósil semejante a la descrita, aunque no suele ser tan abundante. Su espesor es de unos 300 a 350 metros.

Vemos pues, que el Urgo-Aptense o Tenencico puede llegar a alcanzar en el Maestrazgo una potencia de mil metros, y si le añadimos las calizas grises de la base, el Eocretáceo en su totalidad rebasa ampliamente los mil metros. Hacia el N. y el NO., hemos visto que su espesor disminuye, y lo mismo sucede hacia el SO., o sea que aquí nos hallamos en un geosinclinal eocretáceo en el que se han depositado espesores máximos de sedimentos.

El Albense que descansa sobre estos niveles aptenses, aparece en larguísima y estrecha faja sinuosa, bordeando el macizo neocretáceo que se extiende desde Aliaga, por Fortanete y Mosqueruela, hasta cerca de Benasal. Sus características litológicas son las mismas que hemos visto antes: arenas sueltas de colores blancos o vivos, areniscas rojizas y arcillas grises y negruzcas en la parte inferior de la serie. Pero aquí no aparecen las capas de lignito que se explotan más al Norte y si acaso queda algún carbonero delgado o nivel de margas negruzcas.

Su potencia también ha disminuído bastante, pues en la zona de Cantavieja no excede de 150 m., y más al Sur aún es menor.

En Benasal y Culla, existen dos isleos de facies continental que atribuimos al Albense, y que soportan unos testigos de caliza margosa con Orbitolinas, ya del Cenomanense.

Por intercalaciones cada vez más frecuentes, de calizas arenosas amarillas, entre los niveles más altos de arenas del Albense, se pasa en tránsito rápido al Cenomanense, constituido, como ya hemos visto antes, por calizas margosas y arenosas, de color amarillento, con gran abundancia de ostras, en especial la *Exogyra flabellata*, así como de Orbitolinas. La facies y características de este piso, son las mismas que ya se han descrito, por lo que no insistimos en esto.

El Cenomanense contornea también el macizo de calizas de la zona de Fortanete, en faja más o menos estrecha, según la menor o mayor horizontalidad de las capas, situándose entre estas calizas y las arenas albenses. La Muela de Monchen, frente a Cantavieja, está coronada por el Cenomanense y también la de la Mala Mujer, aunque ésta en su centro soporta un testigo de caliza del nivel superior. El anticlinal de Cañada-Pitarque, muestra entre estos dos pueblos una faja estrecha de Cenomanense en los dos flancos, y también al Este de Villarroya se ve el Cenomanense en larga corrida que va hacia Aliaga. También entre Mosqueruela y Villafranca del Cid se extiende esta formación en amplia zona, siguiendo luego hacia el Noroeste por el anticlinal de Villarlengo. En Benasal y Culla, ya hemos dicho que existen unos pequeños testigos que atribuimos a este mismo piso.

La potencia del Cenomanense es bastante constante en toda la región, oscilando alrededor de los 80 m., pero en la zona de Mosqueruela parece sufrir un aumento anormal, llegando hasta unos 250 metros.

Sobre el Cenomanense se encuentra también aquí una serie de calizas compactas, grises o ligeramente amarillentas y bien estratificadas, muy pobres en fósiles, pero que a veces contienen secciones de Radiolites.

Astre (3), determina las siguientes especies procedentes de la zona de Fortanete: *Praeradiolites Toucasi* d'Orb., *Radiolites mamiliaris* Math., *R. galloprovincialis* Math., *R. hispanicus* Astre y *Biradiolites retrolatus* Astre, que determinan una edad santoniense para estas capas. Como quiera que la serie cretácea es continua y sin discordancias, y los niveles inferiores a estas calizas son indudablemente cenomanenses, quiere decir que la serie de calizas grises representan el Turonense y el Senonense.

La mancha más extensa de estas calizas la hemos visto formando una larga faja desde cerca de Mosqueruela hasta Aliaga, con una anchura de cerca de 10 kilómetros. Además existen otros retazos más pequeños, también en esta misma región.

La potencia de este piso es aquí también difícil de evaluar, porque interrumpiéndose en él la sedimentación, ha quedado mucho tiempo expuesto a la erosión, que ha podido arrastrar parte de sus estratos. Por excepción, en los alrededores de Fortanete, aparece un último nivel cretáceo que asegura la existencia completa de la serie o cuando menos un mínimo de la acción erosiva, así que es allí donde se puede apreciar con más exactitud el espesor total de las calizas, que estimamos en unos 350 metros.

En el fondo del sinclinal de Villarluengo o de la Sierra de las Dehesas, cerca de Fortanete, se encuentra, sobre las calizas cretáceas, un nivel de calizas margosas blanquecinas con abundantes *Lychnus*, determinados como *L. collombi* Vern. Sobre las calizas descansa un último nivel de arcillas y arenas rojas o amarilloverdosas. La existencia de estos fósiles, de antiguo conocida, evidencia el Garumnense, que aquí corona la serie cretácea. Muy poco más al Oeste, junto a las casas de Fortanete, apare-

cen de nuevo estas calizas con *Lychnus*. La potencia del Garumnense es de unos 100 metros.

Zona de la Cordillera Litoral Catalana

Si desde Morella seguimos hacia Vinaroz por la carretera de Zaragoza, a cosa de dos kilómetros más allá del segundo puente sobre el río Bergantes, se alcanza el nivel de calizas de la base del Cretáceo, descrito anteriormente. Desde aquí hacia Levante, las calizas con escasos restos fósiles dominan notablemente en todos los asomos cretáceos.

Este terreno ofrece aquí unas características muy diferentes de las que hasta ahora venimos viendo, características que se conservan ya con mucha constancia en las distintas manchas que se alinean a lo largo de la Cordillera Catalana.

El Neocretáceo, con el Albense, desde los alrededores de Castellote queda reducido a pequeñas manchas aisladas, que terminan ya a la altura de Valderrobles, y la facies wealdense ya hemos visto que se termina bastante antes, no quedando ya más que una serie barremiense-aptense bastante monótona y predominantemente caliza, que se deposita solamente en la vertiente mediterránea de la Cordillera, mientras que en la opuesta, desaparece toda traza de Cretáceo.

Al acercarnos a la costa, el paulatino descenso de cota, hace que el Eocretáceo aparezca en manchas aisladas, a veces muy extensas, rodeadas de Cuaternario.

En Alcanar y San Carlos de la Rápita, se encuentra esta formación constituida predominantemente por calizas grises, pobres en fósiles, que a veces contienen secciones

de Toucasia. Estas calizas sufren localmente una dolomitización posterior, y en algunas zonas vienen sustituidas parcialmente por dolomías, en las que no es frecuente encontrar ningún resto fósil. La dolomitización suele producirse en los niveles más bajos de la caliza, pero nunca las dolomías constituyen un nivel estratigráfico, sino que es un fenómeno que alcanza estratos variables dentro de la masa caliza.

La ausencia de restos fósiles clasificables en las capas bajas, no permite fijar con seguridad su edad, pero como parece que son prolongación de las calizas que en Morella aparecen por debajo del Aptense típico, es posible que representen todavía el Barremiense.

La presencia de Toucasia en las calizas de los tramos medios, prueba evidentemente que éstos pertenecen ya al Aptense. Pero, además, a distintas alturas dentro de la serie caliza, se intercalan bancos arcillosos con abundantes *Exogyra bousingaulti* d'Orb. y otras ostreas. También hacia la parte alta se encuentran intercalaciones de areniscas pardas y rojizas, micáferas, con abundantes corallarios, Toucasia, Nerinaea, etc., lo que demuestra que la masa principal del Eocretáceo de esta zona pertenece al Aptense.

En la Muela de Godall, al Oeste de la carretera y ferrocarril de Valencia a Barcelona, existe una facies lacustre de arcillas con cristales de yeso y algunos restos fósiles de Unio, que contiene nivelitos de lignito que se han intentado explotar. No ofrece exactamente las características del Albense que se ha descrito antes, pero la presencia de los lignitos y la altura estratigráfica a que se encuentra esta formación, nos inducen a creer que es un último vestigio del Albense, que con tanta regularidad aparece más al Oeste.

En la zona de Tortosa, especialmente al Noroeste de la población, aparecen muchos isleos de Eocretáceo, alguno de gran extensión, constituidos también por calizas localmente dolomitizadas, que en los niveles medios contienen Toucasias. Con ellas alternan areniscas micáferas con arcillas y nódulos de limonita, y bancos margosos delgados con *Heteraster oblongus* d'Orb. y gasterópodos. En los niveles altos hay bancos calizos con intercalaciones de arcillas, arenas arcillosas y margas. Son, pues, los mismos niveles de Alcanar, con características litológicas y paleontológicas muy semejantes.

Siguiendo hacia el NO., se encuentra una extensa mancha cuaternaria que constituye el Llano de Reus, y ya cerca de Tarragona reaparece de nuevo el Eocretáceo, que repartido en varios grandes isleos separados por el Mioceno, llega hasta cerca del río Llobregat y de Barcelona.

Aquí parece que se dibujan de manera imprecisa dos niveles, uno inferior calizo y otro superior margoso, por quedar confinadas las intercalaciones margosas en la parte alta de la serie.

En la parte inferior se encuentran calizas duras, grises o color café claro, de fractura concoidea, que en algunas zonas están transformadas en dolomías grises hasta una altura variable en la serie. Las dolomías no muestran restos fósiles, pero en las calizas se encuentran algunas Toucasias, Miliolites y restos indeterminables. Se ha señalado dentro de esta serie marina algún episodio salobre, con restos de gasterópodos (*Bythinia*) y tallos de caráceas, al Norte de Villafranca del Panadés y cerca de Villanueva y Geltrú, fenómeno que es posible se produzca en otras zonas, pero que hasta ahora ha podido pasar inadvertido por el aspecto muy semejante de las calizas y la dificultad de encontrar restos fósiles en ellas.

En la parte alta de la serie caliza, suelen éstas empezar a tener Orbitolinas, primero escasas y luego más abundantes, pero siempre visibles con dificultad por la dureza de la roca, que no deja que se destaquen los fósiles.

Al llegar a estos niveles, comienza a intercalarse entre ellos bancos de caliza más margosa y blanda y margas grises en lechos de potencia variable, que con frecuencia contienen cantidades regulares de fósiles, en especial Orbitolinas, pero también Toucasia, Polyconites, políperos y otros. Así, en el macizo cretáceo existente al Oeste de Vilafranca del Panadés, aparece este nivel margoso con abundantes Orbitolina y alguna Toucasia; al Este de Valls, cerca de Masllorens, el nivel margoso contiene abundantes fósiles de los géneros citados y además algunos gasterópodos y lamelibranquios; al Noroeste de Villanueva y Geltrú, cerca de Castellet, las margas del nivel superior son muy ricas en fósiles de los géneros citados y además contienen una rica fauna de equínidos y lamelibranquios. Por último, poco más al Norte, sobre esta misma corrida de capas, existen unas arcillas en el Barranco de Monjos, que de antiguo se explotan para cemento y que contienen bastantes Ammonites.

También en la zona de Gavá, en la extremidad de la zona de sedimentación del Eocretáceo, aparecen estos mismos niveles de calizas y dolomías en la parte inferior y margas y calizas margosas en la superior, abundando en las margas que son de color amarillento, blancas o azuladas, las Orbitolinas.

Es difícil de apreciar la potencia de estas formaciones, tanto la total como las parciales, pues el tránsito del nivel calizo-dolomítico al margoso es insensible y muchas veces impreciso por no estar muy acusado el carácter margoso

de los estratos, y en cuanto a la potencia total, existen frecuentes roturas que pueden inducir a error y, además, los niveles superiores pueden faltar por efecto de la erosión. Allá en donde esté la serie completa, su espesor no es menor de 400 metros.

CONCLUSIONES

De todo lo anteriormente expuesto, se deduce que durante el período Cretáceo han tenido lugar profundos cambios en el ámbito aquí estudiado, que comprende el Bajo Aragón, el Maestrazgo y la Cordillera Litoral Catalana.

Durante y al final del período Jurásico, con las fases kimméricas, se produce la emersión del Macizo del Ebro, que en su parte meridional tenía sus límites aproximadamente en el actual borde de la cuenca terciaria lacustre. Por el Este englobaba la Cordillera Catalana en toda su longitud actual, pero sólo su vertiente noroeste.

Se constituye así un gran lago, limitado al Norte por el citado Macizo del Ebro, que se extiende mucho por la Cordillera Ibérica, pero que hacia el Sureste alcanza sólo hasta la zona de Portalrubio y Castellote, sin avanzar más allá.

En este gran lago se depositan formaciones continentales, que en la región de Soria alcanzan espesores extraordinarios, pero en la nuestra tienen como máximo 200 metros en la zona occidental y tan sólo 50 m. en la oriental.

Terminada la sedimentación de la facies wealdense, momento de difícil determinación por la falta de documento paleontológico, pero que debió ser hacia el fin del Neo-

comiense o principio del Barremiense, se produce una invasión marina general y el mar urgo-aptense se extiende por todo el Bajo Aragón, el Maestrazgo y vertiente marítima de la Cordillera Catalana, quedando limitado al Norte por el Macizo del Ebro.

El eje de este geosinclinal se encuentra en la zona de Morella, en donde se depositan espesores de Urgo-Aptense que rebasan ampliamente los 1.000 m., mientras que en la parte occidental esta formación no excede de los 300 m., y en la Cordillera Catalana llega a 400 metros. De todos modos, la serie tiene un franco carácter nerítico, compuesta de margas, areniscas y margas arenosas con abundante fauna y algunos bancos de caliza arrecifal con *Toucasia*. Si acaso, en la parte oriental, desde poco más allá de Morella, la formación ofrece una facies algo más profunda, en la que dominan las calizas duras de grano fino, pero hacia el final se inicia ya una regresión, apareciendo algún nivel arenoso con abundancia de *Orbitolinas* y *Rudistos*.

Con la primera fase áustrica, se produce una regresión y se forma un nuevo lago que ocupa toda la Cordillera Ibérica y el Maestrazgo, y llega tal vez hasta San Carlos de la Rápita, en el que se deposita una serie albense predominantemente arenosa, que en la base ofrece con gran frecuencia lechos de lignito explotables. Esta formación tiene su máximo espesor de 600 m. en la parte más occidental de la zona estudiada, y desde allí hacia el Este va disminuyendo paulatinamente de potencia, hasta desaparecer totalmente en la Cordillera Catalana.

Con la segunda fase áustrica se produce una general transgresión del Cenomanense, invadiendo este mar casi toda la zona estudiada, pero sin llegar a la Cordillera Catalana, que durante el Neocretáceo queda totalmente

emergida, sin que se depositen en ella sedimentos de esta edad.

Se sedimenta entonces, en serie ininterrumpida, todo el Neocretáceo, comenzando por el Cenomanense con una facies más costera, de calizas margosas y arenosas, que al principio se interstratifican con arenas de facies albense. A continuación el paquete de caliza gris, compacta, pobre en fósiles, representa sin duda todo el Turonense y todo o parte del Senonense, ya que se han encontrado *Rudistos* indudablemente senonenses. La facies del Neocretáceo es muy constante en todo el ámbito y lo mismo sucede con su espesor, que oscila entre 350 y 450 metros.

Al final del Cenomanense, la fase paleo-larámica produce una nueva emersión de toda nuestra zona, quedando tan solo un pequeño lago en la región central, o sea en la de Fortanete, en el que se depositan sedimentos garumnenses con *Lychnus*.

Al final del Cretáceo queda desecado el lago garumnense y totalmente emergida nuestra zona hasta el período Mioceno, en que las aguas del lago del Ebro avanzan más o menos hacia el Sur por las zonas de menor cota del Cretáceo, producidas por el plegamiento pirenaico y la erosión subsiguiente.

BIBLIOGRAFÍA SUCINTA

1. ALMELA, A., y GARRIDO, J. (1943): *Nota sobre el Infra-cretáceo de los alrededores de Morella.* --Notas y Comunicaciones, Inst. Geol. y Min. de España, n.º 11. Madrid.
2. ASHAUER, H., y TEICHMÜLLER, R. (1946): *Origen y desarrollo de las cordilleras de Cataluña.*—Traducción de J. M. Ríos en Publicaciones extranjeras sobre geología de España. Vol. III. Madrid.
3. ASTRE, G. (1929): *La faune de radiolitides de Fortanete.*—Bull. Soc. Géol. France, 4.ª ser., T. 29. París.
4. COQUAND, H. (1865): *Monographie de l'étage Aptien de l'Espagne.*—Marseille.
5. — (1869): *Description géologique de la formation crétacée de la province de Teruel.*—Bull. Soc. Géol. France, 2.ª ser., T. 26. París.
6. FALLOT, P., y BATALLER, J. R. (1927): *Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y el Maestrazgo.*—Mem. R. Acad. Cienc. y Art. Barcelona.
7. — (1931): *Observations au sujet de divers travaux récents sur de Bas Aragón et la Chaîne Iberique.*—B: Inst. Cat. d'Hist. Nat., vol. XXXI, n.º 1. Barcelona.
8. HAHNE, C. (1943): *La cadena celtibérica al Este de la línea Cuenca-Teruel-Alfambra.*—Traducción de M. San Miguel en Publicaciones alemanas sobre geología de España. Vol. II. Madrid.

9. HAHNE, C. (1943): *Investigaciones estratigráficas y tectónicas en las provincias de Teruel, Castellón y Tarragona*.—Traducción de M. San Miguel en Publicaciones alemanas sobre geología de España. Vol. II. Madrid.
10. LANDBERGER, J. J. (1878): *Ensayo de una descripción del piso Tenésico*.—An. Soc. Esp. Hist. Nat. T. VII. Madrid.
11. MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA (1930): *Memoria explicativa de la Hoja n.º 522, Tortosa*.—Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
12. — (1930): *Memoria explicativa de la Hoja número 547, Alcanar*.—Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
13. — (1932): *Memoria explicativa de la Hoja número 448, Gavá*.—Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
14. — (1952): *Memoria explicativa de la Hoja número 447, Villanueva y Geltrú*.—Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
15. — (1953): *Memoria explicativa de la Hoja número 419, Villafranca del Panadés*.—Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
16. RÍOS, J. M., y ALMELA, A. (1951): *Estudios sobre el Mesozoico del borde meridional de la Cuenca del Ebro*.—Inst. Geol. y Min. de España. Libro Jubilar, t. II. Madrid.

**EL SISTEMA CRETÁCEO SOBRE LA
MESA MANCHEGA
(CUENCA-CIUDAD REAL-GUADALAJARA)**

POR

ISIDORO MARTINEZ PEÑA

INTRODUCCIÓN

La zona objeto de este estudio comprende parte de las provincias de Guadalajara, Ciudad Real y Cuenca, y ha estado, por decirlo así, olvidada durante muchos años de los geólogos españoles. Son muy pocos los antecedentes que tenemos de ella. Los primeros datan de los tiempos de D. Daniel de Cortázar, que sirvieron para la elaboración del mapa a escala 1:400.000, pero que debido a sus diversos autores y variadas épocas casaban bastante mal, tanto sus criterios como los contornos de las hojas. Hasta el año 1952 el Secundario de esta zona sólo consistía en una mancha alargada de Cretáceo entre Sacedón-Tarancón-Huete, con unas salpicaduras también cretáceas en los alrededores de Belmonte, además, claro está, de la zona al Este de la línea Cuenca-Cifuentes.

Para la confección del Mapa Geológico del año 1952 se hicieron pocas rectificaciones, y además de poco éxito; por lo cual esta zona aún resultó más confusa. Se acercaba más a la realidad la primera interpretación, que esta última de 1952.

Como consecuencia del poco adelanto de la Geología de esta zona, se sospechaba que tenía que llegar una profunda modificación que cambiase completamente el

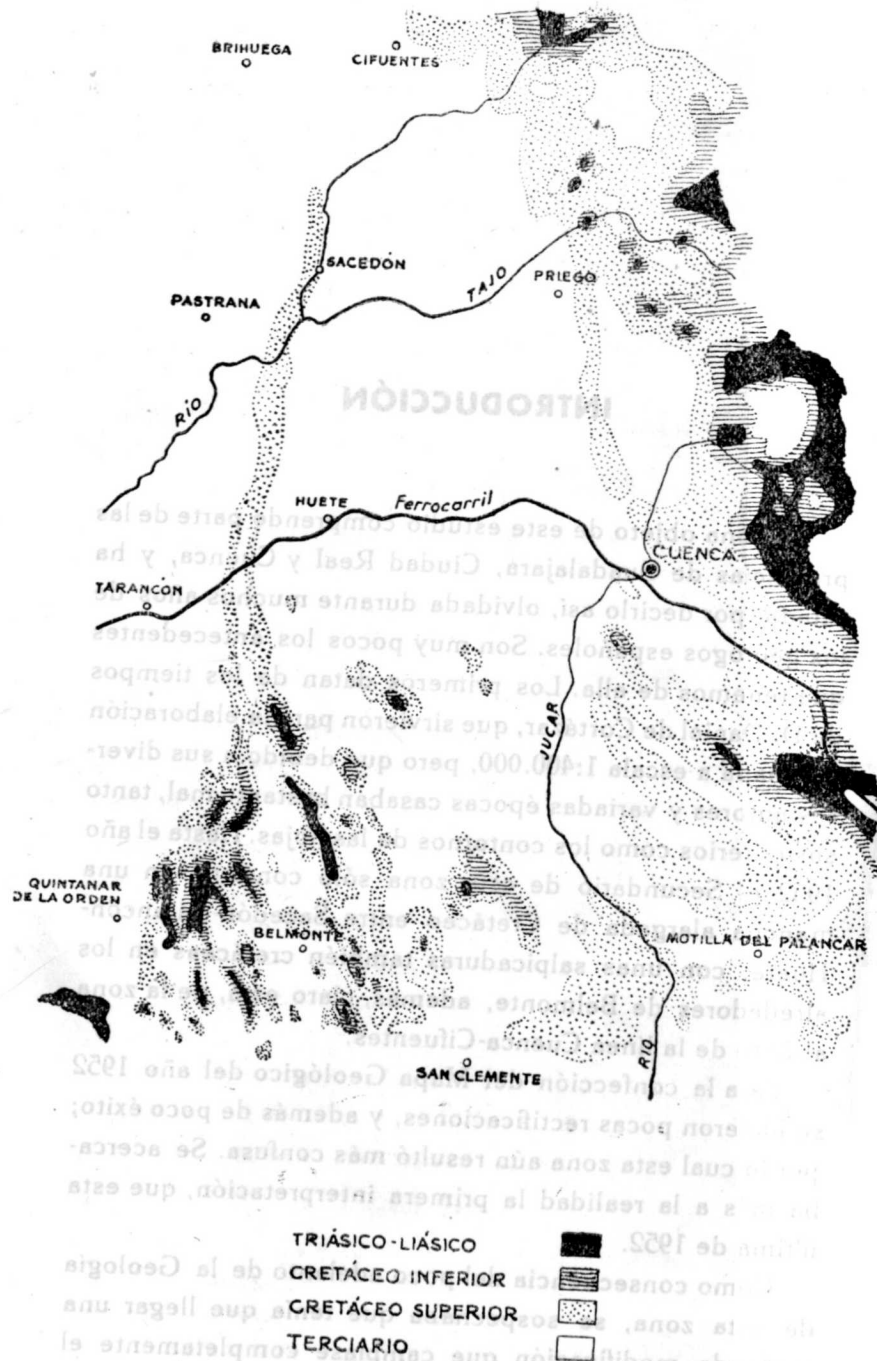


Fig. 1

aspecto de estas provincias, y por ello varios autores habían señalado ya la presencia del Liás y Cretáceo en la Sierra de Altomira.

Pero en el año 1954, Ríos y García-Fuente (*) señalaron que no solamente se hallaban presentes el Cretáceo inferior y el Liásico en la Sierra de Altomira, sino que en extensiones grandes, a ambos lados y al Sur de aquélla, había otros muchos afloramientos en áreas atribuidas hasta entonces al Mioceno. Estos afloramientos, muy profusos y complejos, corresponden a unas estructuras de tectónica original y peculiar.

En estos trabajos tomé parte como colaborador, de modo que tuve oportunidad de trabar conocimiento con la región que ahora me corresponde describir.

No pretendemos tampoco que no puedan ser mejorados, puesto que por abarcar una zona bastante extensa y además por la rapidez con que se efectuaron, no tienen la minuciosidad y detalle que sería de desear, y además tenemos la sospecha de que estas estructuras que nosotros hemos recorrido se prolongan con toda seguridad por el Norte y Oeste, así como por el Sur y Sureste, y aunque están más o menos veladas por el Neogeno, con un estudio detallado pueden ponerse de manifiesto.

Como característica general del Secundario de esta región, sobre todo en su parte occidental, destaca la forma alargada que presentan sus estructuras en dirección NO.-SE., que indican una dirección muy marcada y constante para los plegamientos que las produjeron. Estas estructuras destacan perfectamente en el terreno por sus bor-

(*) Bowers, G., Ford, R., García-Fuente, S., Martínez Peña, I., y Ríos, J. M.: *Bosquejo geológico de parte de las provincias de Guadalajara, Ciudad Real y Cuenca, a escala 1:200.000. Contribución al conocimiento de la geología de la región manchega.* (Inédito.)

des muy delimitados, que ha permitido su estudio previo por medio de la fotografía aérea, muy útil en esta zona, pues de esta forma las salidas al campo eran a puntos y problemas concretos, que en estudio no muy detallado como éste nos hacía economizar gran cantidad de tiempo.

ESTRATIGRAFÍA

No vamos a dar aquí el detalle de todos los niveles estratigráficos, sino que nos referiremos en particular al Cretáceo, y nada mejor para ello que seguir el corte que hace del terreno la carretera que va de Mota del Cuervo a Belmonte, en el extremo occidental de esta zona. Los tramos litológicos que se presentan son los siguientes:

1. Algunos tramos paleogenos.
2. Calizas blancas brechoides, irregular en estratos regulares. Calizas blancas en superficie, blancoamarillentas en fractura, otras casi litográficas y otras ásperas y semicristalinas, con restos de Hippurites y Sphaerulites.
3. Calizas rojoviolas, paso a carniolas y areniscas rosadas duras.
4. Formaciones blandas en tierras de labor con lechos de calizas y areniscas amarillorrojizas.
5. Calizas margosas, blancas o amarillas, compactas con fósiles: *Exogyra flabellata*, etc.
6. Calizas rosadovinosas, grano fino, otras espatizadas, arenosas, fractura amarilla. Calizas rojas espáticas, irregulares, carniolosas.
7. Arcillas y margas tableadas, calizas margosas tableadas a hojosas, margas amarillas.

8. Arenas blancas y amarillas, areniscas blancas silíceas, duras, con esquistos de areniscas blancas y duras. Arenas cuarzosas blancas y vinosas con granos de cuarzo. Arcillas rojas y violadas con grano suelto y rodado de cuarzo.

9. Calizas rojovinosas con lentejones de areniscas silíceas. Calizas y carniolas irregulares, rojas, grises y violadas, con grano de cuarzo.

10. Caliza gris, grisvioladas, cristalinas, finas, con *Pentacrinus* e *Isocrinus*.

El análisis de estos tramos lo hemos hecho por sus fósiles y por su posición y analogía con tramos ya conocidos.

Las calizas 2 con *Hippurites* pertenecen al Senonense (Neocretáceo).

El tramo 3, en el que se han encontrado *Arca archiaciana*, *Cardium montonianum*, etc., pertenece al Turonense.

Las capas 5 con *Exogyra flabellata* son cenomanenses, así como los tramos blandos en tierras de labor, 4, que constituyen en esta región un Cenomanense margoso.

Los tramos 8 y 9, por su posición y por su inconfundible facies, pertenecen al Eocretáceo; siendo el 8 típico Albense, y el 9 pudiera representar la facies Wealdense-Aptense.

Las capas 10, por sus artejos de pentacrínidos, representan el Liásico, que en esta región sirve de apoyo al Cretáceo, pues el Jurásico, quizá representado en otros puntos de la zona por unas calizas margosas tableadas, aquí no acusa su presencia.

El relieve morfológico de esta serie estratigráfica es muy reducido al Oeste, y se acusa más al Este al engrosar

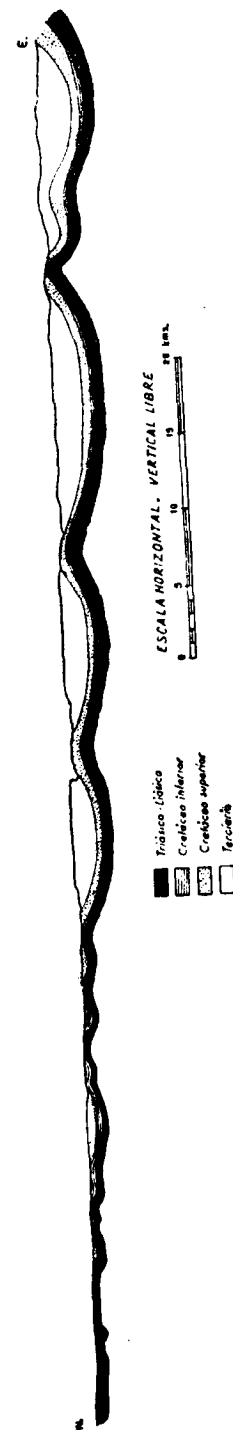


Fig. 2. — Corte esquemático general.

la serie. Las calizas senonenses y cenomanenses forman verdaderas barreras rocosas de pequeña altura, dentro de las cuales queda en el centro una plataforma rocosa de calizas liásicas, y entre ambos se dibujan cuatro fajas, dos a cada lado del Lías, en tierras de labor que representan los tramos blandos de las arenas albenses y margas cenomanenses, que dan una gran nitidez estructural a la fotografía aérea.

Otra característica fundamental de la serie, es el engrosamiento gradual de las formaciones hacia el Este, que afecta principalmente a los pisos del Neocretáceo, y hace que los pliegues se alejen de la descripción típica anterior, para convertirse en otros del tipo normal de arcos de plegamiento.

Para terminar con el estudio de la serie estratigráfica diremos que no se observa discordancia de gran relieve, pero los cambios rápidos y frecuentes de formaciones continentales a marinas indican estabilidad, así como también lo indican los rápidos cambios litológicos a distancias tan cortas.

Consideraciones generales estratigráficas, tectónicas y paleogeográficas

Las formaciones secundarias de la región se inician prácticamente en el Lías, pues el Trías sólo aflora en los márgenes occidental y oriental como Keuper de facies germánica.

La formación más baja visible de forma continua con calizas liásicas caracterizadas por sus crinoides. La litología liásica es bastante uniforme salvo el hecho de que

ciertos niveles jurásicos (?) faltan en muchas zonas de la región. El espesor de este Liásico en la región occidental es incierto, pero puede suponerse superior a 40-50 m., cifra que se refiere al paquete de calizas bien estratificadas en bancos regulares, que sólo en su base presentan cierta tendencia a la composición dolomítica y textura cavernosa (Campo de Criptana).

En cambio, en la región oriental este Lías se descompone en dos tramos: uno inferior de calizas dolomíticas, cuyo espesor es de 60-80 m., y otro superior de calizas bien estratificadas y fosilíferas, de 40 metros.

El Cretáceo inferior está bien caracterizado por las facies albenses detríticas de arenas y areniscas, nivel β , y unas calizas, γ , que son de edad incierta, pero que por su posición bien pudieran representar niveles eocretáceos inferiores al Albense (Wealdense-Aptense?).

La litología albense es también uniforme, dentro de ciertos límites, con sus arenas y areniscas silíceas blancas y rosadas.

En la zona occidental el Cretáceo inferior, constituido en su mayor parte por el Albense, tiene un espesor de unos 30-40 m. y es muy constante.

En la zona oriental el espesor es más variable y oscila entre los 40-100 metros.

El Cretáceo superior es de características menos uniformes y sus variaciones son grandes, tanto en facies como, sobre todo, en espesores.

En la región occidental reconocemos sobre el Albense un espesor calizo de 15-25 metros, coronado por capas con gran contenido en fósiles cenomanenses, y encima 20-30 m. de capas margosas blandas, que quizá sus últimos estratos sean turonenses.

En la región oriental, en cambio, todo el Cenomanen-

se es, aunque margoso, más duro y calizo, y el tránsito al conjunto calizo superior turonense-senonense menos marcado que en la occidental. Su espesor puede estimarse en unos 100 m., pero su límite superior está mal definido.

Es notorio que la base del Cenomanense, sobre el Albense, está constituida en la región oriental por hiladas muy típicas de margas de tonos azulados y verdosos de pocos metros de espesor.

El Senonense de la región occidental tiene un espesor muy reducido, 10-20 m., y su desarrollo es predominantemente calizo.

En la región oriental, en cambio, el espesor llega a los 150-180 m. y se subdivide en tres tramos o bancos, de los cuales el superior y el inferior son calizos y comprenden un tramo intermedio margoso.

El límite inferior del Senonense está mal definido, tanto litológica como paleontológicamente, y su tránsito al Turonense-Cenomanense es gradual y poco fijo.

Si desde el Oeste avanzamos hacia el Este, la serie estratigráfica tipo puede ser identificada fácilmente, más o menos completa, en las diversas estructuras. La falta de algunos tramos debe atribuirse o bien a supresión tectónica, a transgresión de los depósitos cenozoicos, o sencillamente a la abundancia de recubrimientos cuaternarios y a desfiguración por las labores agrícolas sobre estas estructuras, que por su escaso relieve están casi totalmente arrasadas.

El tránsito, que ya mencionamos antes, de estructuras de techo plano al de tipo normal, está marcado *grosso modo* por una línea que pasa por Alcázar del Rey, Villarejo de Fuentes, Fuentelespino y quizá Rada de Haro, continuando después en dirección al Sureste. Este cambio de tipo de estructura es debido al engrosamiento de las capas.

Rebasada esta línea hacia el Este, ya no se trata de identificar niveles delgados por características litológicas de detalle, sino de conjuntos cuyo análisis minucioso introduciría probablemente confusión. No obstante, las formaciones conservan sus características de índole general y son fácilmente reconocibles. El Albense es siempre un grupo arenoso y silíceo, de tonos vivos y alegres; el Cenomanense comprende una base caliza y un tramo superior margoso-calizo en lechos delgados, bien estratificados y fosilíferos, que representan además parte del Turonense. El Senonense soporta en tránsito gradual y poco fijo un conjunto compuesto por dos gruesas bancadas calizas que comprenden un tramo margoso intermedio. En su parte inferior, en tránsito gradual al Turonense-Cenomanense, podría representar aún niveles turonenses, pero su conjunto es ya Senonense. La estructura de Zancara (en la parte central del mapa, en el cruce de la carretera general Madrid-Valencia con el río Zancara) es típica de esta composición, que queda prácticamente inalterada hasta la misma margen de la Cordillera Ibérica.

La comparación entre los espesores al Oeste y al Este es como sigue:

	Oeste	Este
Albense	30-40 m.	40-100 m.
Cenomanense	33-55 —	100 —
Senonense-Turonense	10-20 —	180-200 —

Los rasgos litológicos de conjunto no cambian. Todas las características esenciales están presentes. La identificación de los pisos principales (Albense como conjunto, Cenomanense como conjunto, Senonense dividido en tres tramos principales) es muy fácil y neta, salvo en casos locales.

Como detalle tectónico interesante hemos de destacar el hecho de que el Trías, solamente visible, como dijimos antes, en las márgenes oriental y occidental de esta área, aflora en Campo de Criptana (en el ángulo SO. de la zona) inmediatamente debajo de calizas, que aunque no tienen fósiles son liásicas. Por lo tanto, parece que no haya habido desplazamiento relativo, o deslizamiento, entre las capas del Lías y las del Keuper, ni tampoco del Keuper sobre su yacente. Es un hecho curioso que a pesar de la gran movilidad y plasticidad de estos materiales, no haya salido nunca el Keuper a la superficie en el ámbito de la zona estudiada. Esto parece indicar que este Keuper no ha jugado tectónicamente, hipótesis que comprueba la observación de Campo de Criptana.

Sobre esta serie secundaria aparece en la región un Terciario, que si localmente es fácil su diferenciación, sin embargo no hemos podido llegar a separarlo en el mapa, más que en su división más basta: Paleogeno y Neogeno. Y lo mismo podemos decir de sus espesores. No podemos dar sino apreciaciones muy aventuradas, pero creemos que el espesor conjunto no llegue como máximo a más de 1.000 m., siendo también mayor al Este que al Oeste.

LA CORDILLERA IBÉRICA

POR

551.763 (464.3/5)

INDALECIO QUIINTERO AMADOR
EMILIO TRIGUEROS MOLINA

BREVE RESEÑA OROGRAFICA

La Cordillera Ibérica, desde los Picos de Urbión corre hacia el Este, formando el límite de las provincias de Soria y Logroño, con los nombres de Sierra de Urbión y Sierra Cebollera, para después variar el rumbo hacia el Sur por la Sierra de Montesclaros, en Soria, y nuevamente hacia el SE. por las Sierras de Alba y Oncala, Castilfrío, Almuerzo y Madero, cuyas extremidades enlazan con las faldas del Moncayo.

De esta cadena principal se destacan hacia el Duero varios ramales, que dan origen a valles o que se desvanecen rápidamente en las altas planicies del centro de la provincia de Soria.

No sucede lo mismo en la vertiente septentrional, donde las estribaciones que se desprenden de la principal llegan hasta el Ebro, dando origen a un relieve áspero, cortado por grandes barrancos socavados por las aguas torrenciales.

De entre estas sierras merecen destacarse las de Cameros Nuevo, las de Ostaza, cuya vertiente meridional cae rápidamente hacia el río Cidacos, y la septentrional, que forma la Sierra de Cameros Viejo.

La divisoria de los ríos Cidacos y Alhama está formada

por las alturas del puerto de Oncala, Sierras del Escudo y del Hayedo, que se prolongan hasta Peña Isasa.

De la Sierra de Oncala se desprende la de la Alcarama, entre los ríos Alhama y Linares, y formando la margen derecha del Alhama existe una serie de cerros escarpados que llegan hasta las estribaciones del Moncayo.

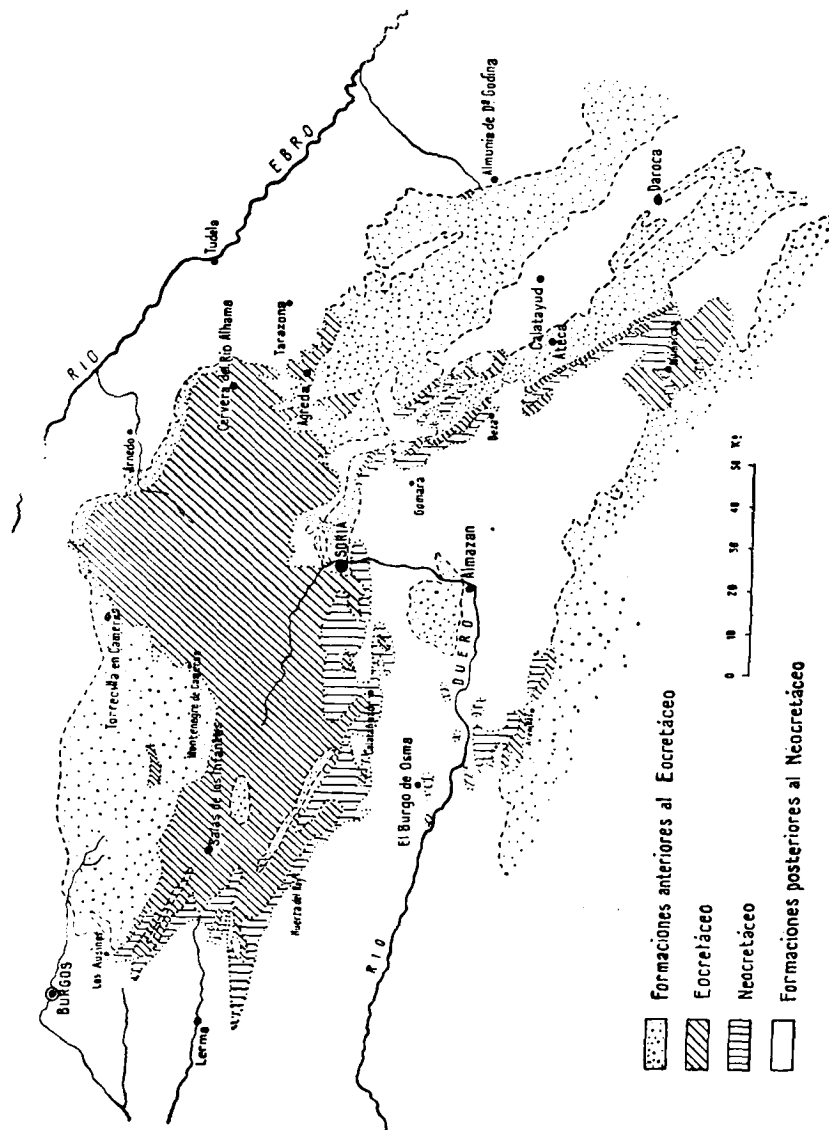
ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

Los primeros trabajos geológicos relativos a la zona en estudio de que tenemos noticia, son debidos a los ingenieros de Minas Aránzazu, Palacios y Sánchez Lozano. Los dos últimos, en sus descripciones de las provincias de Soria y Logroño, dedican en especial su atención al estudio de la facies wealdense, que tan ampliamente se halla representada en ambas provincias.

El resto del Cretáceo es considerado por Palacios como de edad cenomanense, y fué Chudeau, en su tesis doctoral, quien por primera vez señaló la presencia del Turonense e incluso la del Senonense y, por otra parte, atribuyó al Albense en facies de Utrillas el tramo de arenas coloreadas que hasta entonces eran incluídas en el tramo inferior del Cenomanense.

Los geólogos alemanes también han dedicado su atención al estudio de esta zona y a Richter y Teichmüller se debe la quizá más interesante aportación para el conocimiento de la geología de la Cordillera Ibérica. El estudio de Richter y Teichmüller viene a empalmar con el de E. Schröder sobre la Sierra de la Demanda y los Montes Obarenes.

En 1931, publicó Fallot un pequeño estudio sobre el



Esquema geológico de la parte septentrional de la Cordillera Ibérica.

Cretáceo de Soria, en el que inserta un corte muy detallado de Picofrentes, una de las localidades más privilegiadas, por ser un corte natural de gran altura en el que la abundancia de fósiles permite establecer una separación minuciosa del Cretáceo superior.

Existen, finalmente, varias publicaciones de Clemente Sáenz, José María Ríos y otros autores, relativas a pequeñas áreas de la región.

En cuanto a los mapas estratigráficos de que hemos podido disponer, aparte de los que acompañan a los trabajos anteriormente citados, figuran las ediciones del Mapa Geológico de España a escala 1:400.000 y las más recientes, de 1952 y 1955, a escala 1:1.000.000.

CRETÁCEO

Wealdense

El Cretáceo inferior está ampliamente representado, tanto en extensión como en potencia, por un conjunto de sedimentos formados por pudinguillas de cuarzo, areniscas, pizarras, arcillas y calizas.

Sobre las calizas bajocienses y en muchos casos directamente sobre las del Lías, descansa una potente formación en la que, siguiendo a Palacios y Sánchez Lozano, podemos distinguir de abajo a arriba:

1. Bancos de conglomerados de cuarzo, generalmente redondeado, y cuyo color varía de blanco a rosa. El tamaño de los granos de cuarzo es aproximadamente de dos a tres centímetros cúbicos.

2. Estos conglomerados, por disminución del tamaño

de los granos de cuarzo, pasan a areniscas de color verde claro por cargarse de clorita, que alternan con arcillas y margas de tonos rojizos.

3. Una potente serie de calizas tableadas, de color claro y grano fino, que se rompen en lajas sonoras.

4. Sobre las calizas en lajas, hemos podido comprobar en nuestras excursiones a la hoja n.º 281 del Mapa Geológico, escala 1:50.000, correspondiente a Cervera del Río Alhama (Logroño), la existencia de un tramo de calizas oolíticas, oscuras, en bancos potentes.

5. Areniscas oscuras, compactas y tenaces que alternan con arcillas y margas, verdes y rojizas, de estructura más o menos pizarrosa.

6. Gradualmente, el terreno va tomando una coloración más pardo-oscura y empiezan a intercalarse lechos delgados de calizas oscuras. Con la aparición de las calizas comienzan a verse tanto en ellas como en las areniscas, gran cantidad de fósiles, en su mayoría Unios y gasterópodos lacustres.

En las areniscas suelen encontrarse, constantemente, raíces simples, estriadas longitudinalmente y colocadas normales a la estratificación.

Conforme se asciende en la serie, las calizas son más frecuentes y de mayor espesor, hasta convertirse en la roca dominante.

7. Por último, sobre las calizas anteriores, nos encontramos con una serie de sedimentos detríticos, constituidos por areniscas micáceas, arcillas y margas pizarrosas, rojizas y verdosas, que le dan al terreno un aspecto de mayor antigüedad.

Pobre en restos orgánicos, suelen encontrarse algunos trozos de raíces como en el tramo anterior.

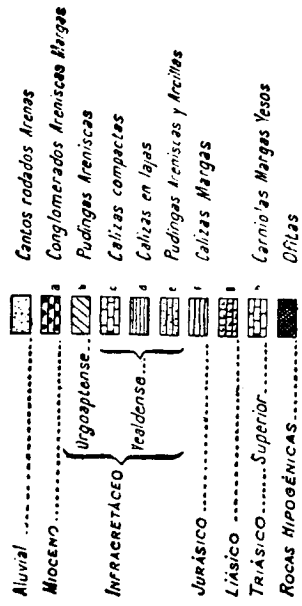
Hacia la parte superior del tramo empiezan a aparecer

unos conglomerados, verdaderas pudingas de cuarzo que terminan por predominar, y así se pasa insensiblemente al Albense en facies de Utrillas.

Los autores anteriormente citados, pese a lo parecido de toda esta serie de sedimentos, su casi concordancia y la también casi total ausencia de fósiles, salvo los del tramo 6, atribuyen al Jurásico los tres primeros tramos, entre otras razones por la existencia en las calizas en lajas de una especie vegetal del género *Phymatoderma*, propia de los depósitos jurásicos de origen marino. El haber encontrado nosotros, junto con nuestro compañero Comba Ezquerria, el tramo de calizas oolíticas creemos es otra razón para confirmar la teoría de los citados autores.

Los sedimentos lacustres comprendidos entre las calizas oolíticas y el Albense en capas de Utrillas, han sido considerados ya, desde entonces, como pertenecientes al Wealdense y su espesor, muy considerable, va decreciendo sensiblemente hacia el O., donde lo encontramos, como en San Leonardo de Yagüe y Talveila, sobre las calizas bajocienses. Por el contrario, en la parte oriental, pese a la poca inclinación de sus estratos, los cortes naturales del terreno, como los del río Linares frente a Villarijos, nos muestran, a nivel de las aguas, las calizas oolíticas y las calizas en lajas, y luego un espesor de más de 500 m. que corresponde solamente al primer tramo del Wealdense, por lo que no es aventurado suponer para el total un espesor de 1.200 m., dada la potencia también notable de los tramos últimos.

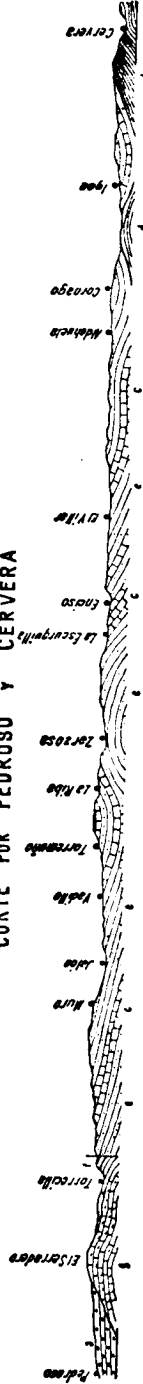
Nos resistimos a describir más detalladamente los caracteres locales de las diferentes manchas wealdenses por la gran semejanza que presentan todas ellas y que de una manera extractada quedan resumidas en la descripción general que hemos hecho.



CORTE POR LA POVEDA Y RIVAFRECHA



CORTE POR PEDROSO Y CERVERA



CORTE POR SANTA INÉS Y PRADILLO



ESCALA



De su extensión da idea el pequeño mapa que acompañamos a escala 1:1.000.000. Todo el rayado inclinado corresponde a las formaciones del Eocretáceo, salvo una pequeña franja que se adosa a los límites con el Neocretáceo y que está ocupada por el Albense en capas de Utrillas; pertenece a la facies wealdense, la que por no haber encontrado indicios de interrupción en la sedimentación debe considerarse desde el Neocomiense y a veces quizá hasta el Cenomanense inferior.

Hemos de hacer también la salvedad de que por la falta de datos precisos para su delimitación, en el mapa están representados conjuntamente con el Wealdense los cuatro primeros tramos antes descritos y que deben pertenecer al Jurásico superior. Con ello hemos seguido el criterio de los ingenieros de Minas Almela, Ríos y Muñoz Cabezón, autores de la última edición del Mapa Geológico de España, escala 1:1.000.000, del año 1955.

PALBONTOLOGÍA.—No es muy fosilífera esta serie de sedimentos, salvo como hemos indicado en el tramo 6. En este último se encuentran numerosos ejemplares fosilizados en caliza negra espatizada, análogos a los descritos por Palacios y Sánchez Lozano, de

Unio idubedae:

— *numantinus*:

así como otros pertenecientes al género *Paludina*.

Los autores anteriores citan además dos ejemplares de *Cyrena* muy semejante a la *Cyrena media* del Wealdense de la isla de Wight, y un hueso perteneciente a una de las piezas marginales del esqueleto de un quelonio del género *Helochelys*.

Desde el punto de vista mineralógico tenemos que citar la presencia en los sedimentos wealdenses de abundantes cristales de pirita de hierro, cuyo tamaño varía desde el microscópico hasta el de varios centímetros. Generalmente toman la forma cúbica, pero también los hay dodecaédrico-pentagonales y combinaciones de los dos sistemas, siendo de notar que estas formas no suelen encontrarse mezcladas.

Los cristales, que suelen hallarse sueltos por desagregación de las rocas que los contienen en gran cantidad, y de las que se desprenden fácilmente al golpearlas con el martillo, se hallan perfectamente conservados, tanto en sus aristas como en sus vértices, lo que hace pensar que su formación se debió a acciones moleculares en el interior de los sedimentos, posteriormente a la deposición de los mismos.

También es de notar la presencia en las areniscas silíceas de unos filones de cuarzo blanco, de alineación regular, y que por no prolongarse a través de las arcillas interestratificadas creemos se han formado a expensas de la sílice de las mismas.

Albense (capas de Utrillas)

El último tramo de la serie wealdense, formado por areniscas y conglomerados de cuarzo, pasa insensiblemente a una formación igualmente detrítica y como aquella de carácter lacustre, sin duda formada en condiciones análogas y a expensas probablemente de las mismas rocas, por lo que los caracteres son muy parecidos, salvo la compactidad, que es bastante menor.

Generalmente son bancos muy poco consolidados,

compuestos casi exclusivamente por arenas silíceas de cuarcita, blancas, rosadas o rojas, de grano pequeño anguloso a subanguloso. A veces las capas contienen además arcillas, así como capas pizarrosas de margas hojosas con restos orgánicos, pasando a verdaderos lignitos que se explotan, como ocurre principalmente en las minas de Préjano, Turruncún y Villarroya, en la provincia de Logroño, antes atribuidas al período carbonífero, pero de lo cual se está ya fuera de toda duda.

Localmente, estos bancos pasan de arenas cuarzosas de grano grueso a arenas de granos muy finos, casi impalpables y a arcillas, en las que predominan los alegres colores blancos y rojos.

En la Sierra de Frentes, especialmente en Fuentetoba (Soria), presentan las areniscas albenses impregnaciones bituminosas, predominantemente asfaltos, de los cuales por destilación se ha llegado a obtener gasolinas. La ley de estas impregnaciones es de 6 a 8 % en superficie y de 16 a 18 % en profundidad, según análisis existentes. Fue famosa durante el siglo pasado la explotación de la mina «Maceda», y durante el presente lo ha sido la de la mina «Amelia». Actualmente no hay ninguna explotación.

Estos asfaltos, donde existen, impregnan las areniscas (que son muy permeables) de una manera muy uniforme, siendo de notar que sin intercalaciones margosas que lo expliquen aparecen lechos y capas completamente estériles entre capas uniformemente impregnadas.

Estas manchas asfálticas se encuentran en forma bastante continua al pie de la Sierra de Frentes, desde Villaciervos a Fuentetoba, y de aquí hasta cerca de Cabrejas del Pinar, estando situadas las más altas unos 20 metros por debajo del nivel de las margas cenomanenses.

No es posible dar cifras de espesor, ni aun aproxima-

Los restos fósiles, muy abundantes y variados, son generalmente moldes de lamelibranquios, gasterópodos, pequeños equínidos del tamaño de una avellana e incluso grandes ammonítidos, aunque estos últimos tengan un mayor desarrollo en el Turonense.

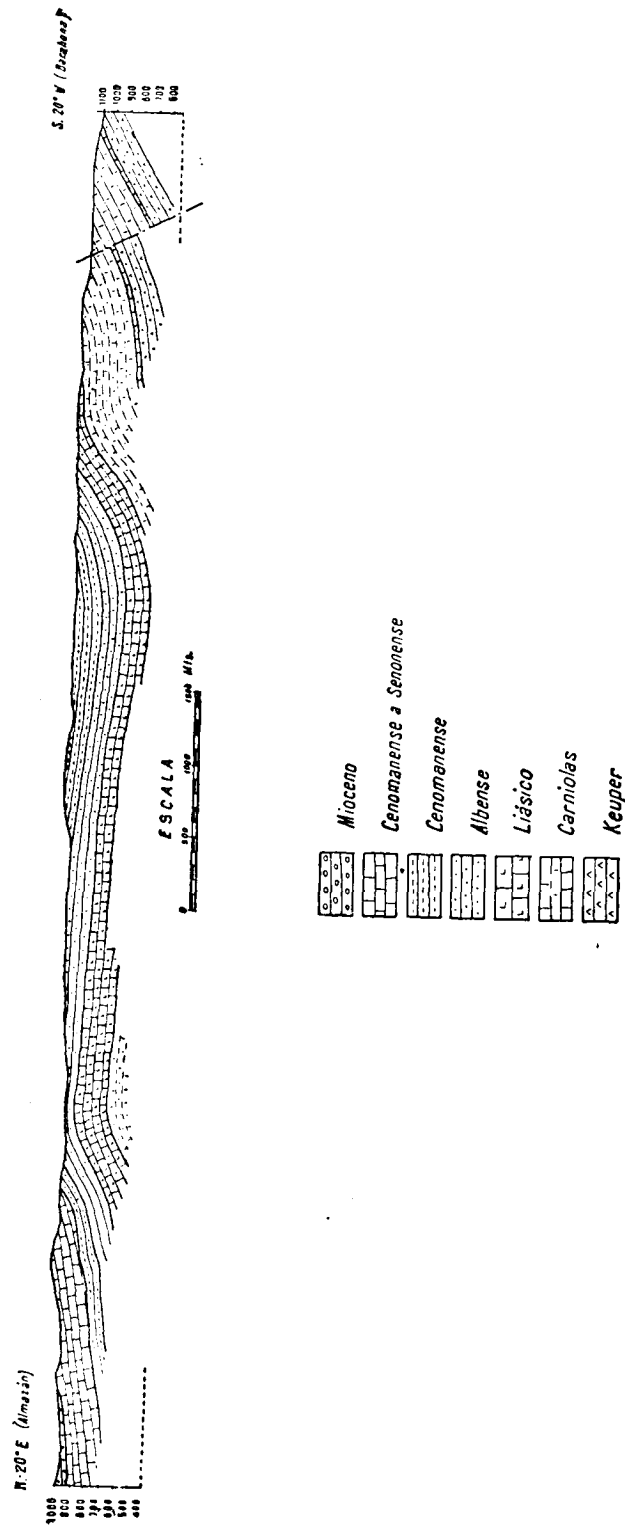
Encima de las margas, descansa una gran parte de calizas, cuyos primeros bancos son más margosos y dispuestos en capas finas bien estratificadas. Su color varía de amarillento a rojizo, gris mate en fractura; son de grano fino y no sacaroideas. Los restos fósiles que contienen nos han servido para poder considerar estos primeros bancos como de edad cenomanense y separarlos de los superiores que constituyen el Turonense-Senonense.

Dada la escala de la representación efectuada, y la pequeña potencia del Cenomanense en esta región, en comparación con el resto del Cretáceo, no ha sido posible presentarlo por separado sino incluido en el Neocretáceo, pero puede asegurarse que existe siempre dondequiera que por cualquier razón se llega a ver la base de las calizas cretáceas, separándolas del Eocretáceo.

PALBONTOLOGÍA.—De los fósiles recogidos hemos podido clasificar numerosos ejemplares de:

- Hemiaster Verneulli*, Desor.
- *tumidosus*, Loriol.
- *scutigera*, Forbes.
- *alcentarensis*, Loriol.
- *subtilis*, Loriol.
- Ostrea Cellae*, di Stefani.
- *lignitorum*, Coq.
- *Delettrei*, Coq.
- Liostrea Rouvillei*, Coq.
- Exogyra pseudo-africana*, Choff.
- *africana*, Coq.

- Exogyra flabellata*, d'Orb.
- *columba*, Lam.
- *olissiponensis*, Sharpe.
- *cormarieti*, Goldf.
- Pecten dujardini*, Roem.
- Neithea quinquecostata*, Sow.
- *aequicostata*, d'Orb.
- Vola Fleuriasiana*, d'Orb.
- Lima* aff. *consobrina*, d'Orb.
- *pseudocardium*, Reuss.
- Tellina royana*, d'Orb.
- Liopistha (Panopaea) cornueliana*, d'Orb.
- — *gigantea*, Sow.
- Cardita forgemali*, Coq.
- *dupiniana*, d'Orb.
- *tenuicosta*, Sow.
- Cardium cenomanensis*, d'Orb.
- *aurossense*, Coq.
- *Pauli*, Coq.
- *algerum*, Coq.
- *Desvauxi*, Coq.
- *roulinianum*, d'Orb.
- *subdinense*, d'Orb.
- aff. *bonelli*, Bell.
- Protocardia* aff. *Pauli*, Coq.
- Anisocardia Hermitei*, Coq.
- Mytilus egozcuei*, Mall.
- Modiola* aff. *Cottae*, Hom.
- Pectunculus lens*, Nilsson.
- Pholadomya* aff. *arentoniana*, d'Orb.
- Fusus vraconensis*, Pict-Campiche.
- aff. *marrotianus*, d'Orb.
- Rostelaria* aff. *varicosa*, d'Orb.
- Columbella* aff. *insigne*, d'Orb.
- Tylostoma torrubiae*, Sharpe.
- Pteroceras incerta*, d'Orb.
- Acantoceras mantelli*, Sow.



Corte por Almazán-Barahona (Soria)

Turonense-Cenomanense

Incluimos en esta denominación todo el gran paquete de calizas en bancos gruesos que se alzan por encima de las margas cenomanenses, y que si bien en muchos sitios hemos podido separar dichos tramos y por lo tanto dejar constancia de su existencia, nos ha sido imposible encontrar un criterio litológico o paleontológico que pudiera aplicarse con mediana posibilidad de acierto a todas las manchas cretáceas de esta región.

Por encima de las calizas margosas y que al golpe de martillo se separan en lascas, las cuales hemos incluido en el Cenomanense en virtud de los fósiles encontrados en ellas, aparece el gran paquete compacto de calizas, muy careadas en superficie por la erosión, lo que hace que la marcha sobre ellas sea muy penosa.

Son calizas de grano muy fino, generalmente no sacaroideas, de color blancogrisáceo a blancoamarillento, rosadas e incluso rojizas, de fractura concoidal a desigual, con abundantes restos fósiles, indeterminables la mayoría de ellos, lo que impide su recogida y estudio sistemático. En algunos sitios la erosión ha destacado algún ejemplar, pero pueden recorrerse extensas masas de la misma caliza sin volver a encontrar otro ejemplar reconocible. Sólo en algunas localidades privilegiadas, como en Picofrentes, remate oriental de la Sierra de Frentes, pueden seguirse los tramos con bastante detalle, y por ello ha merecido un detenido estudio por bastantes geólogos, entre ellos Chudeau, Fallot y Clemente Sáenz, pero indetificar estos tramos en el resto de la extensión cretácea, es cosa mucho más difícil.

Una división litológica tampoco es cosa factible, en un trabajo de la naturaleza del que hemos realizado, porque las capas, perfectamente concordantes, son lo suficientemente monótonas y parecidas para que en general no se aprecien las diferencias. Si a esto se añade que las calizas están a menudo plegadas violentamente, con pliegues repetidos, volcados y fallados, se comprende que la dificultad aumente en grado superlativo.

PALBONTOLOGÍA. — De los fósiles recogidos hemos podido clasificar:

- Periaster oblongus*, d'Orb.
- Hemiaster Verneulli*, Desor.
- Anisocardia Hermitei*, Choff. var. *acuta*, Choff.
- Vola Fleuriausiana*, d'Orb.
- Arca tailburgensis*, d'Orb.
- *sagitata*, d'Arch.
- Cardium moutounianum*, d'Orb.
- Venus faba*, Sow.
- Perna lanceolata*, Ginitz.
- Solarium planorbis*, Eoem.
- Mammites nodosoides*, Schlot. var. *Afra*, Perving.
- *aff. nodosoides*, Schlot.
- Vascoceras subconciliatum*, Choff.
- Vascoceras* sp.

Todos ellos de edad turonense.

Por otra parte, Cantos Figuerola, cita:

- Arca mailleana*, d'Orb.
- Cardium productum*, Sow.
- Hippurites organissans*, Mant.
- Nerinea pulchella*, d'Orb.
- Rostellaria simplex*, d'Orb.
- Natica martinii*, d'Orb.

Fallot:

- Camptonectes virgatus*, Nilssen.
- Tellina* cf. *Renauxi*, Math.
- Mammites revelieranus*, Courtil.
- Sphenodiscus* cf. *Requieni*, d'Orb.
- Vascoceras Douvillei*, Choff.
- *Malladae*, Fallot.

Y Chudeau:

- Pseudotissotia luciae*, Perving.
- Thomasites* aff. *Rollandi*, Perving.
- Fagesia Thevestenis*, Peron.
- Neoptychites cephalotus*, Courtil.

En el paquete superior de este gran tramo de calizas, los fósiles son también muy numerosos, pero como no existen apenas intercalaciones margosas, como en el anterior, dada la gran dureza de las calizas, ya hemos dicho que son muy difíciles de extraer sin romperlos. Hacia la mitad de esta bancada existe un nivel con Hoplitoides, de los que hemos clasificado:

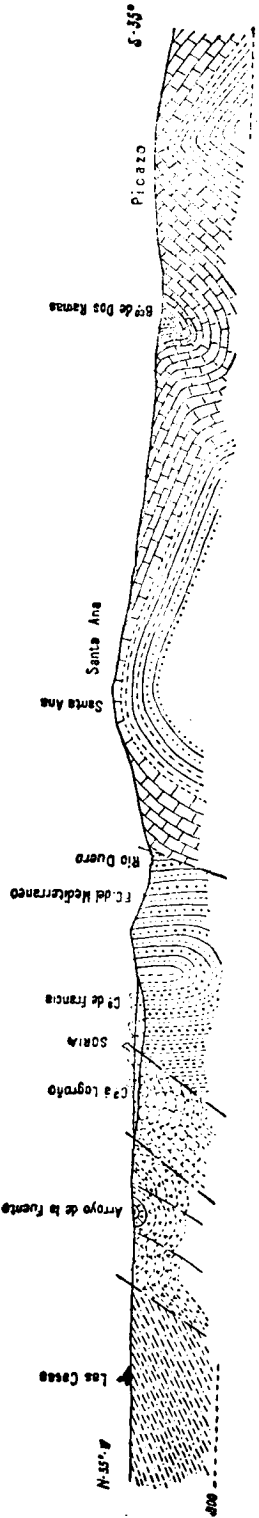
- Hoplitoides ingens*, Koenen.

que es una forma típica del Senonense inferior.

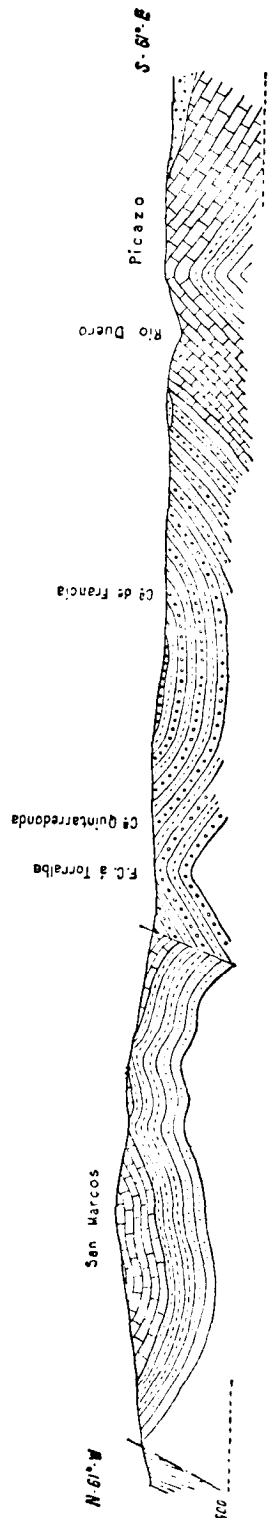
El Senonense constituye el último tramo de la serie cretácea en la mayor parte de la región, pues si bien es cierto que existe el Danés, éste queda confinado a pequeñas áreas que han sido respetadas por la erosión.

El espesor de todo el tramo es muy variable debido a la desigual erosión que han sufrido las calizas en los distintos lugares en que pueden observarse. Los máximos espesores medidos en algunos cortes naturales arrojan cifras alrededor de los 400 metros.

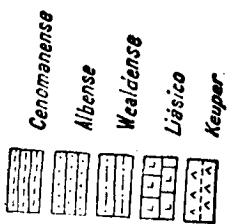
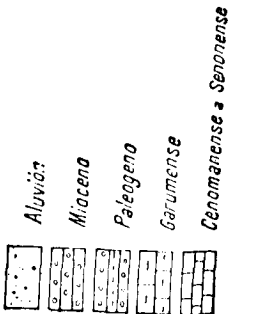
De nuestra excursión a Talveila, con M. l'Abbé de



Corte por Soria. Estructuras Sta. Ana y Picazo.



Cortes por Sierra San Marcos (Soria).



Lapparent, hemos obtenido una posible división del Senonense en dos tramos:

Uno inferior, de calizas grisáceas, que presenta fósiles prácticamente inservibles para su clasificación, debido a la gran compacidad de la roca encajante, que determina su ruptura al intentar extraerlos. Se presentan en gran abundancia en el barranco del Ocino, y al parecer se trata de grandes Rudistos y pequeños Miliólidos.

Otro superior, de calizas ferruginosas cavernosas, con algunas margas gris-blancuecinas, que por su posición en la serie estratigráfica y caracteres litológicos parecen corresponder al Campaniense-Maestrichtiense.

En las calizas de este segundo tramo hemos encontrado Lacazinas que corresponden al Coniaciense-Santonense.

Naturalmente, más que los caracteres paleontológicos, generalmente esporádicos, nos han guiado los litológicos y estratigráficos, como la presencia del Gerumnense inmediatamente encima de este tramo y concordante con él.

Danés o Garumnense

En algunos puntos de la región hemos encontrado sobre las calizas anteriores y concordante con ellas un tramo margoso bastante uniforme, junto con calizas gruesas en superficie, de grano fino y fractura litográfica, de colores vivos con tendencia al tono Burdeos. Alterna con tierras abigarradas, blancas, rosadas y amarillentas.

Es característica la presencia de grandes cantidades de núcleos pisolíticos del tamaño de una avellana al de una nuez y aun mayores, de formas esféricas u ovaladas. Están constituidos por finas capas concéntricas de mate-

ria calizo-silíceo, alrededor de un núcleo de índole variable y que a veces es una piedrecita de bordes angulosos.

El Garumnense fué citado primeramente en esta región por Clemente Sáenz, que lo encontró coronando las calizas de Picofrentes. Nosotros hemos podido comprobar su existencia en Soria, Burgo de Osma, Talveila, Cubillos y Herrera de Soria.

Se presenta en manchas que la intensa erosión sufrida por el Cretáceo superior ha respetado localmente, pero en general sus materiales, junto a los del Senonense, han servido para formar los conglomerados del Paleogeno.

PALBONTOLOGÍA.—Se encuentran pequeños gasterópodos de difícil clasificación por tratarse de moldes mal conservados.

Clemente Sáenz cita, recogidos en la zona de Picofrentes, ejemplares de *Lychnus* y *Bulimus*.

Por nuestra parte, en compañía de M. l'Abbé de Lapparent encontramos en el barranco del Ocino otros fósiles típicos del Garumnense, especialmente la *Bauxia*, que presenta dos especies, una grande y otra pequeña, junto con *Paludinas* y *Palaeostoas*. Pero es quizá los huesos fósiles aparecidos cerca de Cubilla nuestro hallazgo más importante relativo a la fauna garumnense.

Entre Cubilla y Cubillos, y junto al talud de la carretera que los une, por debajo de un paquete de calizas de unos dos metros de potencia, aparece una zona de margas endurecidas y hojosas donde encontramos los citados huesos que M. l'Abbé de Lapparent considera análogos a los del Danés de Provenza y clasifica bajo el nombre de *Rhabdodon*.

Se trata de la parte distal de un fémur, una vértebra dorsal, la parte media de un fémur o quizás húmero y varios trozos de costillas, que efectivamente guardan una gran semejanza con los que el Piveteau describe como *Rhabdodon Priscum*.

**EL SISTEMA CRETÁCEO
EN EL LEVANTE ESPAÑOL**

X

POR 551.763(467)

ENRIQUE DUPUY DE LÔME
RAFAEL SÁNCHEZ LOZANO

I. INTRODUCCIÓN

Para la confección de las hojas del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, hemos tenido ocasión de recorrer una extensa zona de la región levantina, en gran parte de la cual afloran diferentes pisos del Cretáceo.

Hemos estudiado hasta ahora, en esta región, las hojas de Caudete, Onteniente, Alcoy, Almansa, Canals, Ayora, Navarrés y Cheste, que cubren en conjunto una superficie de 3.600 Km.² aproximadamente.

En lo que se refiere al interior de esta superficie, la descripción del sistema Cretáceo en el Levante español, que ahora iniciamos, estará basada en nuestras observaciones personales, apoyadas, evidentemente, en los datos publicados por los autores que anteriormente recorrieron la región.

Para el resto del Levante español hemos de recurrir, aparte de algunas observaciones aisladas que hemos tenido ocasión de realizar en determinados estudios concretos de geología o hidrología, a los trabajos de otros autores, que reseñamos en la Bibliografía.

Destacan especialmente entre todos ellos, las obras del profesor Fallot, del profesor D. Bartolomé Darder Pericás y del Dr. Rolando Brinkmann.

Los trabajos de estos tres ilustres profesores constitu-

yen en conjunto una aportación inestimable para el conocimiento de la geología del Este de España. Sus áreas de estudio se escalonan de Norte a Sur, correspondiente al Prof. Fallot la más meridional, y la septentrional al doctor Brinkmann (1), y abarcan una extensa región que comprende desde el Sur de la provincia de Murcia hasta el Norte de la de Valencia.

En sucesivos lugares de esta Memoria citaremos las obras de estos tres autores, pues, repetimos, este estudio del Cretáceo, en la parte exterior del área por nosotros recorrida, se basará en el examen y comparación de los trabajos de Fallot, Brinkmann y Darder Pericás.

Además de las obras de estos autores, que son las más completas y recientes, existen profusión de trabajos sobre la Geología de la región levantina, comenzando por las primeras descripciones regionales, cuyo valor actual es principalmente histórico.

Merecen destacarse entre éstas las obras de Cavanilles y Ezquerro, y muy principalmente las descripciones de la provincia de Valencia, debidas sucesivamente a Bottella, Vilanova y Cortázar y Pato.

Posteriormente, y como primeras obras verdaderamente geológicas, aparecen los trabajos de Verneuil y Colomb, en los que se hacen muy acertadas observaciones estratigráficas y se describen hallazgos paleontológicos de indudable interés.

No puede uno hoy día sino admirarse de la minuciosidad de estos trabajos, realizados a mediados del siglo pasado, en épocas en que aún no existían el ferrocarril ni las carreteras, y en las que las dificultades de transporte

(1) No nos referimos aquí al trabajo de Brinkmann y Gallwitz sobre el borde extremo de las cadenas béticas.

sólo debían ser comparables a las que oponían la escasez y penuria de alojamientos.

Los primeros trabajos verdaderamente interesantes sobre la región, trabajos a los que incluso hoy día es preciso acudir como obra de consulta, son los de René Nicklés.

Comienza este autor con algunas notas y observaciones redactadas como avance a su voluminosa obra, que publicó en 1892 como tesis doctoral. Se estudia en ella la región meridional valenciana y gran parte del Norte de la provincia de Alicante.

Aunque algunas conclusiones estratigráficas, especialmente en lo referente al Terciario, han tenido que ser revisadas hoy día, contiene sin embargo la obra observaciones acertadísimas. Sus estudios del Neocomiense y Aptense de la Sierra Mariola han servido de base para cuantas investigaciones posteriores se han realizado en esa zona.

En años sucesivos realizó Nicklés nuevos trabajos en la región. Fueron estos estudios publicados en 1896, 1902 y 1904, como complemento a su tesis doctoral, y en ellos se examinan con mayor detalle algunos accidentes locales y se realizan las primeras observaciones sobre Tectónica.

En esta misma época, y hasta 1911, editó D. Lucas Mallada su famosa «Explicación del mapa geológico de España».

Previamente había publicado D. Lucas Mallada la «Sinopsis de las especies fósiles encontradas en España». En ella se describen algunos fósiles del Cretáceo de Levante y se cita su localidad.

En la parte de la «Explicación del Mapa Geológico» dedicada al Cretáceo levantino, se resumen los trabajos anteriores, y a ellos se añaden algunas observaciones personales, realizadas con el buen sentido geológico que caracteriza a su autor.

En relación con la parte meridional de la provincia de Valencia y con la provincia de Alicante, son notables los estudios paleontológicos del Prof. Jiménez Cisneros, y los trabajos de hidrogeología de los ingenieros Sres. Dupuy de Lôme Vidiella y Novo Chicarro. Este último autor ha publicado además una interesante memoria geológica de la provincia de Alicante.

Son asimismo de gran utilidad para el conocimiento de la geología regional los trabajos de la Universidad de Gotinga, y entre ellos, además de los ya citados de Brinkmann, los de C. Hahne, en Castellón y Teruel.

Entre los autores alemanes que se han ocupado de problemas geológicos españoles merecen citarse sobre todo a H. Stille, F. Lotze, A. Richter, A. Gallwitz, E. Schröder y J. Tricalinos.

Entre los trabajos recientes son muy interesantes los del Prof. Royo Gómez, y en especial su descripción del Wealdense.

Sin embargo, y como ya dijimos en otro lugar, deben considerarse como fundamentales para el conocimiento de la geología de Levante las obras de los profesores Fallot, Brinkmann y Darder Pericás.

Es especialmente interesante para la cuestión que nos ocupa el trabajo del Prof. Fallot, titulado «El sistema Cretáceo en las Cordilleras Béticas».

Su área de trabajo se limita, sin embargo, a la región situada al Sur de la que estamos considerando.

Ello no obstante, habremos de referirnos en diversas ocasiones, en el curso de esta síntesis, a esa interesante publicación.

En cuanto a los trabajos de Brinkmann y de Darder Pericás, ya hemos indicado que, para las zonas no estudiadas directamente por nosotros, habrán de servir como

base para este bosquejo de la constitución geológica del Sistema Cretáceo en el Levante español.

Por último hemos de referirnos a los diferentes mapas estratigráficos de que hemos podido disponer.

Además de los que acompañan a las obras citadas existen las diferentes ediciones del Mapa Geológico de España a escala 1:400.000, hoy ya anticuado, y del Mapa Geológico de España a escala 1:1.000.000.

Las ediciones de este último mapa, publicadas en 1952 y 1955, suponen un gran avance en relación con las anteriores, y reflejan ya con mucha aproximación la situación de las más importantes manchas de cada piso, habida cuenta además de la escala que se emplea.

Hemos tenido ocasión de consultar también las hojas ya publicadas sobre esta Región, del Mapa Geológico a escala 1:50.000. Son estas hojas las de Játiva, Alcira, Gandía, Jávea, Sueca, Valencia y Burjasot, además de las estudiadas por nosotros, a las que nos hemos referido ya al comienzo de esta introducción.



CHELVA

VILLAR del A.

LIRIA

VALENCIA

CHIVA

TORRENT

MARLES

CARLET

SUELA

ALBERIQUE

ALCIRA

AYORA

ÉNBUERA

ATATIVA

GANDIA

ALFARICA

ONTÉNIENTE

ALBAICA

PEÑO

DENIA

CONCERTAINA

ALCOY

CALLOSA d'EN SERA

VILZENA

JUONA

VILLAJYOSA

VECLA

MONOVAR

NOVELDA

ALICANTE

ELCHE

Peñol

Mollugo

Caja

Molatón

Carche

Crevillente

1019

1085

701

1126

1174

1126

1174

1174

1174

1174

1174

1174

1174

1174

1174

1174

1174

1174

1174

1174

1174

798

580

580

580

580

580

580

580

580

580

580

580

580

580

580

580

580

580

580

580

580

M A R M E D I T E R R A N E O

M E D I T E R R A N E O

II. ESTRATIGRAFÍA

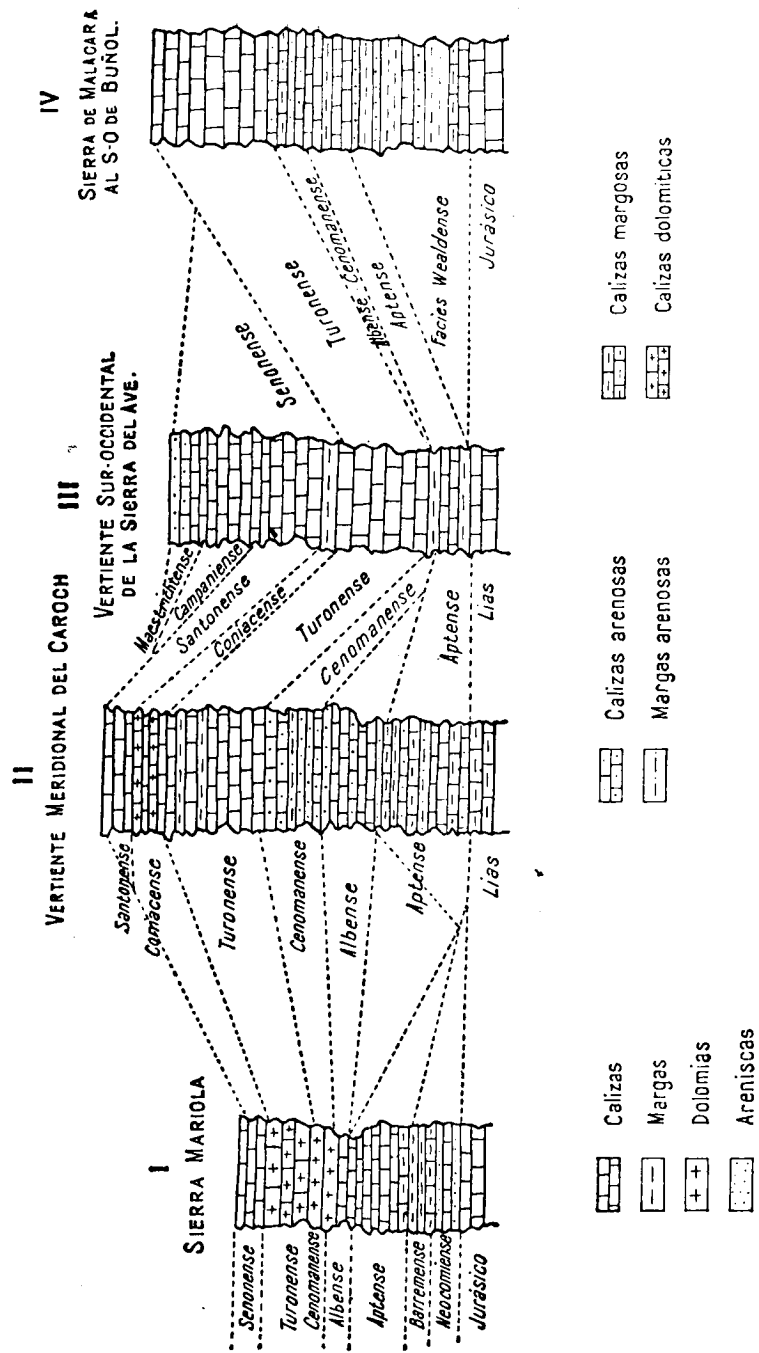
Vamos a hacer en primer lugar una somera descripción de las más importantes características con que se presentan, en esta región, los diferentes pisos del Cretáceo.

Como veremos seguidamente se trata de una serie cretácea muy completa, en la que sólo faltan algunos de los niveles estratigráficos más bajos, y en general los más altos.

Es preciso tener en cuenta, para el estudio de las variaciones de facies en las series que ocupan la región, la existencia de la «Fosa Bética», geosinclinal situado en el borde sur del área que consideramos, y del que parten, en diferentes períodos geológicos, fuertes transgresiones que inundan la región. Una serie de lentos movimientos epigenéticos, que estudiaremos en el capítulo correspondiente, han producido sensibles variaciones de profundidad, y con ello de facies en la mayor parte de los pisos del Cretáceo.

Para el estudio de la serie cretácea en el Levante español, y muy especialmente en los niveles superiores, se tropieza con la gran dificultad de la escasez de restos fósiles clasificables.

Esto es particularmente notable en los pisos superiores, y especialmente Turonense y Senonense. Hemos te-



Columnas estratigráficas del Cretáceo.

nido ocasión de recorrer, en la Sierra Grossa, Macizo del Caroch, Sierras de Martos y del Ave, etc., grandes extensiones de terreno sin encontrar un sólo macrofósil. Con la misma dificultad tropiezan en esta zona los profesores Brinkmann y Darder Pericás; algunas divergencias y lagunas en los excelentes trabajos de estos ilustres profesores se deben esencialmente a esta ausencia de restos fósiles, y a la necesidad de extrapolar en las clasificaciones y apoyarlas con frecuencia en consideraciones tectónicas. Hemos de tener en cuenta además la escala adoptada en estos trabajos regionales, que impide casi siempre una minuciosa labor de detalle.

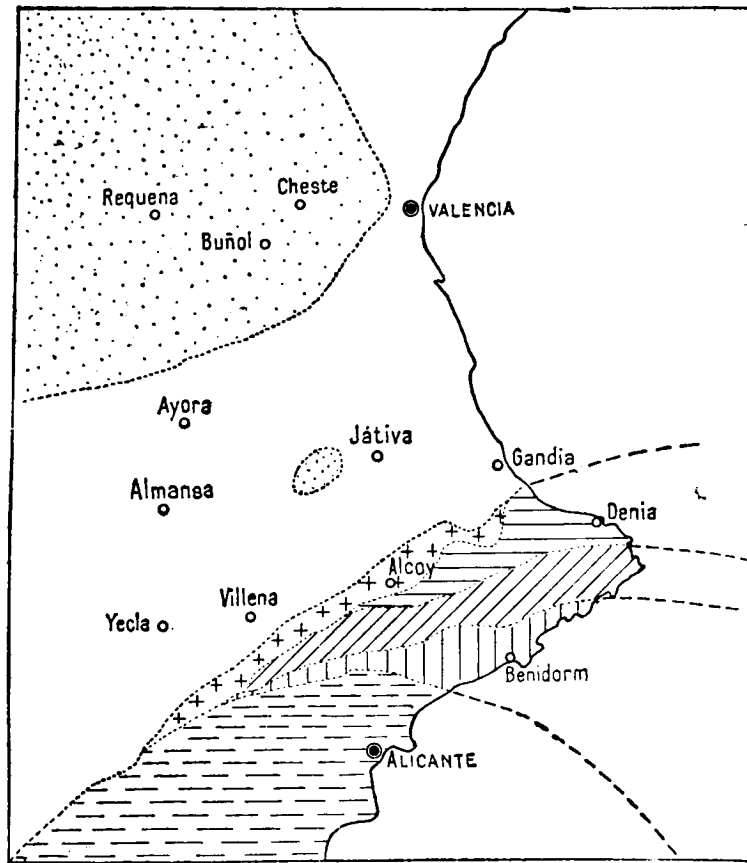
En nuestros trabajos a escala 1:50.000 hemos podido operar con mayor detenimiento, y resolver algunos de los problemas estratigráficos planteados; quedan sin embargo todavía una serie de cuestiones pendientes, cuya resolución sólo podrá emprenderse mediante investigaciones locales muy detalladas y afortunados hallazgos paleontológicos.

Vamos por lo tanto, como hemos dicho, a describir los diferentes pisos del Cretáceo en el Levante español, y comenzaremos, siguiendo el orden cronológico, por los más bajos.

A) NEOCOMIENSE

El límite occidental del área de sedimentación del Jurásico puede seguirse en una línea aproximada, que en dirección NO.-SE. descendiese desde Requena hasta Gandía.

En gran parte de la región que consideramos consti-



Facies en el Neocomiense.

tuye por lo tanto el Jurásico Superior el substratum para la sedimentación en los comienzos del Cretáceo y aquella se realiza por lo tanto casi de un modo continuo.

En el resto, es decir, en la parte sur-occidental del área que nos ocupa, se produce una emersión después del Suprakeuper (únicamente cabe atribuir al Rético Inferior las calizas dolomíticas que yacen aquí sobre las carniolas), y se encuentra una extensa laguna estratigráfica que alcanza hasta los niveles más bajos del Aptense. Sólo en determinados lugares ha sido posible reconocer niveles cretáceos mas bajos, en facies wealdense.

Por último, más al Sur, y ya en el límite meridional del área de nuestro estudio, yacen los niveles cretáceos inferiores sobre calizas y margas del Lías.

Tenemos, por consiguiente, como substratum para la base del Cretáceo Inferior, el Lías en la parte sur de nuestra zona de trabajo, el Suprakeuper en la central y occidental, y el Jurásico en la septentrional y oriental.

Vamos a ver ahora cómo, sobre este substratum, se ha producido la sedimentación de los primeros niveles del Cretáceo.

Se encuentra en esta época perfectamente dibujada la fosa Bética, y a esta zona (es decir, a la parte sur del área de estudio) corresponden las mayores profundidades.

Disminuye la profundidad rápidamente hacia el Norte, pasándose en los sedimentos de la facies batial a la nerítica, y de ésta a la litoral.

Más al Norte se encuentra ya la típica facies wealdense, con intercalaciones francamente continentales y períodos de emersión.

Falta todavía un estudio detallado del límite inferior de la facies wealdense en cada zona; en general podemos decir que en aquellos lugares en que se ha sedimentado

el Jurásico alcanza la facies wealdense hasta los niveles cretáceos más bajos, mientras que cuando el substratum es el Suprakeuper la emersión es más prolongada, y comienza la facies wealdense ya entrado el Cretáceo Inferior, posiblemente al comienzo del Aptense.

Por todas estas consideraciones vamos a estudiar primero los sedimentos de la base del Cretáceo en facies marina, y a continuación nos ocuparemos del Wealdense.

Comienza el Neocomiense, en general, por una facies nerítica con predominio de areniscas y margas arenosas.

Los afloramientos más meridionales, dentro del área estudiada, corresponden a los valles de Torremanzanas y Castalla. Se encuentran aquí margas blancas y areniscas amarillentas, en las que Darder Pericás ha encontrado

Chlamys goldfussi Desh.

Rhynchonella irregularis Pict.

Más al Este, en la Sierra Helada, aparecen en la base del Cretáceo calizas arenosas y areniscas, con mineral de hierro, que han sido atribuidas por Nicklés al Neocomiense; carecen de fósiles y representan una facies muy poco profunda.

Mayor desarrollo alcanza el Neocomiense hacia el Norte, especialmente en las Sierras Mariola y de Biar.

Ha sido esta zona muy estudiada por Nicklés, y posteriormente por Darder Pericás. En nuestros estudios de las hojas de Onteniente y Alcoy hemos tenido también ocasión de recorrer el país.

El corte del barranco de la Quérola, en Cocentaina, es muy conocido por los geólogos que han estudiado el Levante de España. Reproducimos aquí, ligeramente resumida, la parte referente a los niveles inferiores, del detenido estudio que de este corte ha hecho Darder Pericás.

Sobre las calizas del Jurásico Superior se encuentran areniscas de grano grueso y tonos claros, sobre los que descansan calizas margosas y arenosas, seguidas de areniscas de tonos ocráceos. El espesor conjunto del paquete es de unos 200 metros.

Han sido hallados aquí ejemplares de

Natica Leviathan Pict. y Camp.

Pygurus Montmolini Agaz.

Thurmania cf. *Thurmani* Pict.

Encima yacen calizas sabulosas o margosas pasando a margas arcillosas, muy ricas en fósiles.

Se distinguen de abajo a arriba:

Terebratula moutoniana d'Orb.

— *sella* Sow.

— *dutempleana*.

— *russillensis* Cosm.

Zeilleria cf. *tamarindus* Sow.

— cf. *moreana* d'Orb.

Terebratula reticulata d'Orb.

Rhynchonella multiformis Roem.

Rabdoidaris delgadoi Lamb.

Toxaster lorioli Lamb.

— *africanus* Coq.

— *granosus* d'Orb.

Corthya ovulum Desor.

Exogyra latissima Lamk. var. *Couloni* Def.

Alectryonia carinata Lamk.

Plicatula mac-phersoni Nicklés.

Palnopaëa cf. *spheroidalis* Coq.

Lima orbigniana Math.

Arca sablieri Coq.

Nytilus simplex.

Tellina cf. *indifferens* Coq.

Cyprina cf. *modesta* Coq.

Duvalia emerici Rasp.

Neocomites neocomiensis d'Orb.
Leopoldia cryptocera d'Orb.
Astieria astieri d'Orb.
 — *utriculus* Math.
 — cf. *imbricata* Baumberg.
Nautilus pseudoelegans d'Orb.

Corresponden estas capas a la parte superior del Valanginiense. Sobre ellas se encuentran margas grises con abundantes fósiles piritosos, y entre ellos:

Trochotiara bourgueti Agass.
Duvalia emerici Rasp.
 — *dilatata* Blainv.
Hibolites pistilliformis Blainv.
Mesohibolites minaret Rasp.
Belemnites cf. *fallauxi* Uhl.
Phylloceras diphyllum d'Orb.
 — *semisulcatum* d'Orb.
Lissoceras grassianum d'Orb.
Astieria astieriana d'Orb.
 — *hispanica* Mallada.
 — *sub-royeriana* Mallada.
Holcostephanus beticus Mallada.
 — *bachelardi* Sayn.
Spitidiscus intermedius d'Orb. var. *douvillei* Nicklés.
 — — d'Orb.
 — *darderi* Fall y Term.
 — *incertus* d'Orb.
Holcodiscus evolutus Fall. y Term.
Acanthodiscus radiatus Brug.
Saynoceras verrucosum d'Orb.
Neocomites neocomiensis d'Orb.
Kilianella cf. *camelina* d'Orb.
Hoplites roubaudi d'Orb.
Pulchelia lorioli Nicklés.
Mortoniceras cf. *garciae* Nicklés.
 — *fischeri* Nicklés.

Mortoniceras gaudryi Nicklés.
 — *vilanovae* Nicklés.
 — *vidali* Nicklés.
 — *stevenini* Nicklés.

Corresponde este nivel al tránsito del Valanginiense superior al Hauteriviense, y quizá las capas más altas comprenden ya parte del Hauteriviense.

Encima se encuentra una caliza amarillenta con glauconia, de unos 6 metros de espesor, que contiene:

Toxaster lorioli Lam.
Cortya ovulum Desor.
Aphelaster integer Gauth.
Terebratula longella Løym.
Duvalia dilatata Blainv.
Lytoceras subfimbriatum d'Orb.
Desmoceras cassida Rasp.
Pulchelia cf. *mariclae* Nicklés.
Parahoplites angulicostatus d'Orb.
Crioceras duvali Lev.
 — cf. *fissicostatum* Neum. y Uhl.
Aptychus angulicostatus d'Orb.
Nautilus neocomiensis d'Orb.

Sobre este nivel se encuentran unas calizas blancas con fauna típicamente barreniense; debemos considerar por lo tanto el que acabamos de describir como la parte alta del Hauteriviense, a pesar de que la lista de fósiles que transcribimos no muestre ejemplares claramente determinativos.

El espesor conjunto de este segundo paquete neocomiense es de unos 30 m.; la potencia total del Neocomiense en el barranco de la Quérola oscila, por lo tanto, alrededor de los 220 a 250 metros.

Más al Oeste, en la zona de Bañeres, vuelven a encon-

trarse depósitos neocomienses. Inmediatamente al Oeste del pueblo, en el valle de la Solaneta, afloran margas arenosas con fósiles piritosos.

Entre ellos cita Darder los siguientes:

Toxaster granosus d'Orb.

Duvalia emerici Rasp.

Duvalia dilatata Blainv.

Hibolites pistilliformis Blainv.

Holcodiscus geronimae Herm.

Astieria astieriana d'Orb.

Spitidiscus intermedius d'Orb.

Philoceras cf. *tethys* d'Orb.

En conjunto, se observa una disminución del espesor hacia el Oeste, disminución que se acentúa todavía más el Oeste de Bañeres, según hemos podido comprobar en el estudio de los afloramientos próximos a la Peña Blasca.

Según puede apreciarse por la fauna descrita, la facies del Neocomiense de la Sierra Mariola oscila entre batial y nerítica, pero mostrando siempre una profundidad bastante grande.

Más al Norte, en el anticlinal de la Sierra de Benejama, Onteniente, Agullent, que atraviesa de Oeste a Este gran parte del país que estamos estudiando, no se encuentran afloramientos neocomienses; los niveles más bajos de esta estructura que hemos podido observar pertenecen al Cenomanense y excepcionalmente al Albense.

Hacia el Este, se encuentran los macizos cretáceos de las Sierras de Corbera, Agullés y el Monte Uber. Es muy notable cómo aquí, directamente sobre el Jurásico Superior, descansan calizas fosilíferas claramente aptenses; es evidente la falta de sedimentos intermedios, y existen claras señales de una fase de erosión.

Es lástima que por ausencia de afloramientos no pueda examinarse el tránsito desde la facies batial de la Sierra Mariola hasta la emersión en la Sierra de Corbera, en una distancia horizontal relativamente pequeña.

Al Oeste de la Sierra de Benejama, en las moles cretáceas de Caudete, Sierras del Cuchillo, del Rocín, etc., no afloran niveles cretáceos más bajos del Aptense.

Al Norte del sinclinal de Fontanares-Onteniente, se encuentra la compleja estructura de la Sierra Grossa, orientada también sensiblemente de Este a Oeste. En el Cupurucho de Fuente La Higuera, en la terminación occidental de la Sierra Grossa, cita Brinkmann afloramientos del Eocretáceo en facies wealdense; nosotros hemos tenido ocasión, además de en este lugar, de estudiar afloramientos wealdenses en el interior de la Sierra, especialmente en los cortes que pueden realizarse al Norte de Ayelo de Malferich. Más al Norte, en toda la región que estudiamos, únicamente afloran niveles cretáceos inferiores al Aptense, en facies wealdense típica; de ellos nos hemos de ocupar más adelante.

Es indudable que entre la Sierra Mariola, al Sur, y la Sierra Grossa, al Norte, tiene lugar una disminución paulatina de profundidad en los sedimentos neocomienses, que culmina con la emersión en aquella época.

B) BARRENIENSE

Cuanto llevamos dicho referente a la repartición y facies en el Neocomiense, puede aplicarse también al Barreniense.

Al Sur de la Sierra Mariola, en la zona que estudiamos, no puede establecerse una distinción entre ambos pisos.

En la Sierra Mariola, la riqueza en fauna de los afloramientos permite, en cambio, una subdivisión detallada.

En el corte del barranco de la Quérola, del que ya nos hemos ocupado, se encuentran, sobre las capas descritas, niveles con fauna barreniense.

Son estos niveles margas de tonos claros, en las que Nicklés y Darder Pericás citan las siguientes especies:

- Desmoceras difficile* d'Orb.
- *subdifficile* Kar.
- Nicklesia pulchella* d'Orb.
- Phylloceras tethys* d'Orb.
- *royanum* d'Orb.
- Lytoceras sutile* Opp.
- Holcodiscus* cf. *fallax* Coq.
- cf. *vaillaudi* Uhl.
- *seunesi* Kil.
- Crioceras* cf. *Orbigny* Math.
- cf. *roemeri* Neu. y Uhl.
- Heteroceras bifulcatum* d'Orb.
- Lagena colomi* Lapp.
- Pulchellia compressisima* d'Orb.
- *galeata* d'Orb.
- *chalmasi* Nickl.
- *mariolae* Nickl.
- *sauvageani* Herm.
- Holcodiscus diversicostatus* Coq.
- *metamorphicus* Coq.
- cf. *perezii* d'Orb.
- *sophonisba* Coq.
- *van den Heckeij* d'Orb.
- Spitidiscus intermedius*.
- Hoplites* cf. *deshayesi* Loym.
- cf. *paucinodus* Uhl. y Neum.

Adquieren los afloramientos barrenienses en esta zona notable extensión superficial y un espesor de 20 a 30 metros. Este espesor disminuye también rápidamente hacia el Oeste; en las proximidades de Bañeres queda reducido a 4 ó 5 metros.

La facies también profunda, debe variar rápidamente al Norte, hacia formaciones neríticas, y posteriormente litorales.

Hacia el Este, entre la Sierra Mariola y la de Corbera, se produce la emersión, ya que también faltan depósitos barrenienses en los cortes de esta Sierra.

Más al Norte, como ya hemos dicho, sólo encontramos los depósitos wealdenses, de que nos vamos a ocupar seguidamente.

La facies wealdense.—Sobre las calizas jurásicas o, en raras ocasiones, sobre el Suprakeuper, se encuentran en gran parte de las zonas central y septentrional de la región que consideramos, depósitos de facies wealdenses.

Falta todavía un estudio detenido de esta facies, en sus principales afloramientos, que nos permita fijar en cada punto la extensión vertical del Wealdense.

En general, podemos admitir que en los niveles inferiores no pasa el Wealdense de la parte más alta del Jurásico; en Buñol lo hemos visto descansando sobre calizas fosilíferas del Malm Superior, e incluso sobre margas arenosas que podríamos situar en el Pürbeck.

La duración de la facies wealdense es variable en los distintos afloramientos, y en general carecemos de elementos de juicio para poderla fijar con precisión en gran parte de ellos.

Sin embargo, entre los trabajos del profesor Brinkmann sobre el particular, y nuestras observaciones personales,

hemos llegado a conocer una serie de cortes del Wealdense, que nos permiten fijar su posición en la escala estratigráfica, en la mayor parte del área estudiada.

Son además muy útiles para el estudio del Wealdense de esta región los trabajos del profesor Royo Gómez, y concretamente su estudio de la fauna de vertebrados de Benageber, cuyo yacimiento se encuentra inmediatamente al Norte del límite septentrional de nuestra área de trabajo.

Dentro de este área, vamos a comparar algunos cortes del Wealdense, y comenzaremos por los más septentrionales:

Cerca de Ahillas, en el borde norte de la región que estudiamos, cita el profesor Brinkmann, el siguiente corte del Wealdense.

1.º 50 m. de arenas caoliníferas sueltas, rojizas y blancas, con cantos en la base de cuarzo lechoso y cuarcita.

Nos permitimos llamar la atención de que este nivel (que hemos podido visitar), presenta una facies idéntica a la característica de Utrillas, del Albense Superior, y se encuentra, sin embargo, debajo del Aptense calizo. Con ello queremos hacer notar que las arenas de la facies de Utrillas, si bien generalmente yacen inmediatamente debajo del Cenomanense, ocupan otras veces posiciones distintas en la escala estratigráfica, y su clasificación debe hacerse por lo tanto teniendo en cuenta las formaciones sobre las que yacen, y las que las coronan.

2.º Tres metros de conglomerados, con cantos de caliza, arenisca y cuarzo, y fragmentos de huesos.

3.º 90 m. de areniscas blandas, blancas y rojas, con intercalaciones de gredas y arcillas verdosas.

4.º 75 m. de areniscas calizas, pardas, con algunas capas fosilíferas.

5.º 80 metros de areniscas blandas, en bancos gruesos, rojizas o blancuzcas, con intercalaciones de margas sabulosas, con *Trigonia truncata*.

6.º 90 m. de areniscas color pardo claro, blancuzco o rojizo, con pizarras arenosas intercaladas. Huesos de reptil y restos de madera.

7.º 15 m. de calizas y margas grises, finamente sabulosas.

8.º Tres metros de gredas arenosas rojizas.

9.º Dos metros de caliza finamente conglomerada, con cantos de Jurásico y restos de ostrea.

Debajo se encuentran ya calizas oolíticas del Jurásico superior.

Otro corte interesante lo realiza Brinkmann en la Sierra de Malacara, al SO. de Buñol, es decir, todavía en la parte septentrional del área que estudiamos. Se encuentran allí, debajo del Urgoaptense:

1.º 56 m. de areniscas calizas en placas.

2.º 38 m. de calizas oolíticas, gris claro, con Requienia.

3.º 36 m. de margas nodulosas arenosas de color claro, muy fosilíferas, alternando con calizas y areniscas calizas.

4.º 4 m. de arenisca parda.

5.º 43 m. de margas sabulosas verdes y areniscas calizas parduscas.

6.º 2 m. de arenisca en placas, de color rojo claro.

7.º 5 m. calizas margosas sabulo-oolíticas.

8.º 16 m. de gredas abigarradas y areniscas rojizas.

9.º 1 m. de caliza de lumaquela, gris clara.

10. 18 m. de gredas abigarradas y areniscas micáceas rojizas.

11. 16 m. de areniscas calizas en placas.

12. 4 m. de calizas oolíticas parduscas.

13. 23 m. de calizas verdosogrisáceas, margosas, margas y lumaquella de ostras.

Debajo se encuentran calizas y dolomías del Jurásico superior.

En la parte central de la región que estudiamos, la falta de buenos afloramientos dificulta el estudio de las series inferiores.

En la parte oriental de esta franja central se encuentra la Sierra de Corbera, donde existen buenos afloramientos. El Neocomiense y Barreniense son aquí ya marinos, y desde el Barreniense Superior a las calizas urgonianas se encuentra quizá representada la facies wealdense por unos 40 m. de calizas arenosas, areniscas y margas de tonos grises y ocráceos.

Mas al Oeste se encuentra el anticlinal de la Sierra Grossa. En el substratum de esta zona occidental no se encuentra el Jurásico ni gran parte del Eocretáceo. En el Macizo del Caroch, incluso, existe una laguna estratigráfica que alcanza desde el Liásico al Aptense Inferior.

En la Sierra Grossa, al N. de Ayelo, encontramos, debajo del Cenomanense, 50 m. de calizas arenosas, todavía marinas, que pueden corresponder al Albense Superior, y debajo una serie alternada de areniscas, margas tableadas, casi pizarreñas, y margas arenosas, todo ello en facies litoral y lacustre.

Termina la serie en bancos de conglomerados y areniscas gruesas, con frecuentísimos cantos de cuarzo lechoso de un centímetro de diámetro. El contacto anormal, hacia abajo, con el Trías extrusivo, impide apreciar la posición real de esta serie, en facies que podemos considerar wealdense. Es indudable, sin embargo, que aquí se al-

canza la mayor extensión vertical del Wealdense hacia los pisos superiores.

Más hacia el Oeste, tanto en la zona de Fuente La Higuera como en la de Caudete, se encuentran debajo de las calizas aptenses, margas y areniscas verdosas y abigarradas, con intercalaciones de arcillas, que representan también al Wealdense. Yace la facies wealdense directamente sobre el Suprakeuper, y es evidente que en el largo período de emersión que se extiende del Suprakeuper al Aptense, han debido producirse sucesivas etapas de sedimentación lacustre o fluvial y erosión posterior. Por último, en el corte del barranco de la Quérola, en la Sierra Mariola, al que tantas veces nos hemos referido en las páginas anteriores, la facies wealdense comprende sólo unos 50 metros de areniscas y conglomerados con cantos de cuarzo, que se extienden entre las calizas del Jurásico Superior y el Neocomiense Inferior, aquí marino. Vemos, en resumen, que la facies wealdense comprende un período de sedimentación fluviomarino o lacustre, con etapas intercaladas de emersión, o de sedimentación marina litoral.

En el N. de la región que estudiamos se extiende desde el Jurásico Superior al Aptense Inferior, y ocupa grandes extensiones, teniendo espesor considerable.

En la zona centro-norte, de la franja central de la región que estudiamos, no se encuentran depósitos wealdenses.

En la zona oriental de esta misma franja comprenden estratigráficamente el Barreniense y quizá la base del Aptense, y su espesor es pequeño.

En la zona centro-sur de esta franja, se extiende el Wealdense desde el Liás al Albense Inferior, alcanzando su máxima extensión vertical, pero muy pequeño desarro-

llo, ya que en la mayor parte de este período la región quedó emergida.

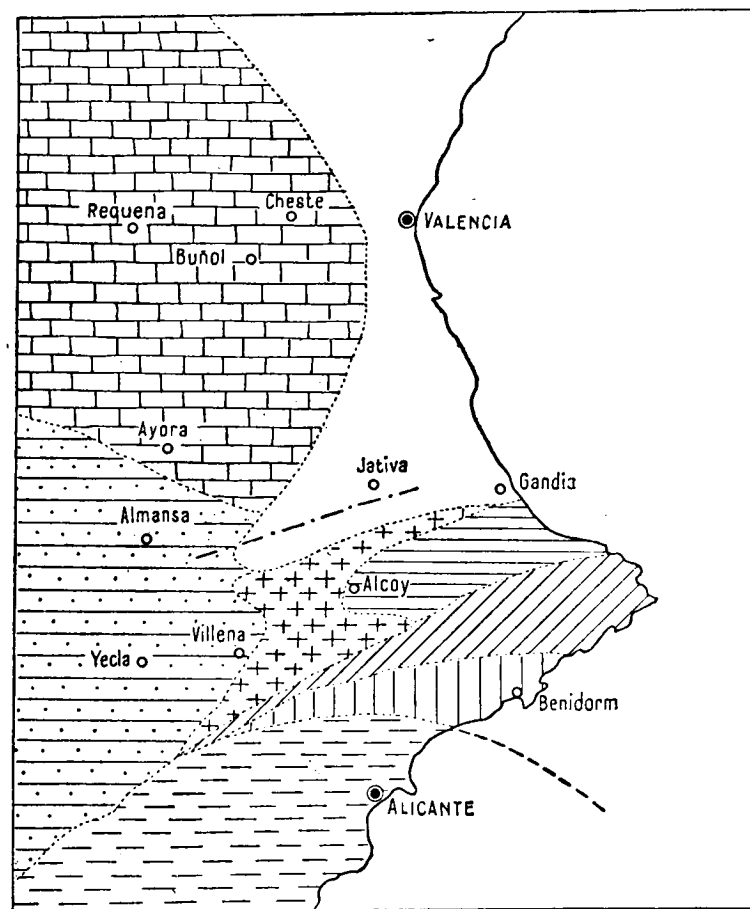
En la zona occidental de la misma franja los depósitos wealdenses, también poco potentes, se extienden desde el Infralías al Aptense, y finalmente, en la zona meridional de la región que estudiamos, la sedimentación es marina durante la totalidad del Eocretáceo. Únicamente pueden atribuirse al Wealdense depósitos arenosos de la parte alta del Jurásico Superior.









C) APTENSE

El Aptense alcanza gran desarrollo en la mayor parte del área estudiada, conservándose además una notable regularidad y monotonía en las facies. Las grandes variaciones de profundidad en el Neocomiense, que alcanzaban desde la facies batial a la emersión, han desaparecido, y se produce en casi toda la zona una sedimentación muy homogénea de calizas y margas en facies nerítica. Sólo ligeras variaciones locales en profundidad y facies modifican esta disposición general.

En la parte meridional de la zona que estudiamos, se encuentran depósitos aptenses sobre el Neocomiense de la Sierra Helada. Se trata de areniscas detríticas, muy pobres en fauna, y que reflejan una profundidad muy escasa.

Al NO. de la Sierra Helada se encuentra el vértice Puig Campana, cuya cúspide se halla constituida por calizas compactas, oscuras, con abundante fauna aptense. Más al Oeste, vuelven a aflorar las calizas aptenses al Norte de Torremanzanas y al SO. de Castalla.



-  Zona afectada por corrimientos, actualmente sin cretáceo
-  Aptense, facies batial profunda
-  Aptense, facies batial
-  Aptense, facies neritica profunda
-  Aptense, facies neritica predominantemente arenosa
-  Aptense, facies neritica predominantemente caliza
-  Aptense, facies litoral y poco profunda
-  Zonas emergidas

Facies en el Aptense.

Están constituídos los afloramientos por margas arcillosas, de tonos claros, alternando con bancos calizos.

En las margas se encuentran:

Rhynchonella irregularis Pict.

Rhynchonella depressa Sow.

Toxaster collegnoi Sism.

Al Nordeste de la zona que acabamos de mencionar se encuentra un país accidentado y montañoso, constituido principalmente por las sierras de Alfaro, Benichembla, Seguiliz, Liber, Tossal-Gross, Benitachel y, por último, el Mongó, ya junto a Denia.

En diversos lugares de este macizo aflora el Aptense, que yace sobre calizas arenosas, posiblemente barrenienses. Inmediatamente debajo han sido descritos niveles neocomienses, muy fosilíferos. Predominan entre las capas aptenses las calizas con orbitolinas, especialmente la *Orbitolina bulgarica* Boué. Al SE. de Benichembla, en la carretera de Parcent a Tárbená, ha descrito Darder un interesante corte del Aptense, que resumimos a continuación.

Se encuentra de abajo o arriba:

Margas ocráceas y calizas amarillentas, con

Orbitolina conoidea-discoidea A. Gras.

Margas rojizas, arenosas, con

Terebratula depressa Lamk.

Exogyra latissima Lamk.

Ostrea cf. *grandis*.

Caliza blanca compacta, con

Toucasia lonsdalei Sow.

Reguienia sp.

Calizas blancas con secciones de rudistos, especialmente

Agria sp.

Pueden estudiarse en este macizo otros muchos afloramientos aptenses que no describimos por no extendernos demasiado. En conjunto, podemos decir que en el Aptense de esta zona predominan niveles margosos en la base, seguidos de calizas y margas con orbitolinas, y coronados casi siempre por calizas de tonos claros con secciones de *Agria*.

Hacia el Oeste y SO. de esta zona, se encuentra la alineación montañosa de la Sierra Mariola, con sus magníficos afloramientos de casi todos los pisos del Cretáceo.

En el barranco de la Quérola, comienza el Aptense con margas arcillosas o arenosas, de tonos verdes, en las que se encuentran

Rhynchonella gibbsiana Sow.

Rhynchonella bertheloti Kil.

Sobre ellas se encuentran 100 m. de calizas compactas con intercalación de tramos ocráceos algo sabulosos, en los que se encuentran abundantes ejemplares de

Orbitolina bulgarica Boué.

Encima yacen 40 m. de calizas dolomíticas con secciones de rudistos y

Orbitolina conoidea-discoidea A. Gras.

en la parte superior.

Finalmente se encuentran margas grises deleznales con fauna abundantísima. Reproducimos parte de las listas de fósiles que procedentes de este lugar publican Nicklés y Darder Pericás, en sus obras citadas.

Son éstos:

Rhynchonella bertheloti Kil.
Rhynchonella gibbsiana Sow.
Terebratula cf. sella Sow.
Balanocidaris darderi Lamb.
Toxaster collegnoi Sism.
Panopaea fallax Coq.
Panopaea cartheroni d'Orb.
Plicatula placunea Lamk.
Exogyra latissima Lamk. var. *Aquila* d'Orb.
Alectryonia macroptera Sow.
Alectryonia cf. carinata Lamk.
Corbis cf. cordiformis d'Orb.
Pseudotoucasia santanderensis Douv.
Nerinaea cf. gigantea Homb.
Acanthoceras carmoli d'Orb.
Douvilleiceras martiusi d'Orb.

Más al Oeste, en las inmediaciones de Bañeres, se observa una disminución en el espesor del Aptense.

Sobre el Barreniense se encuentran calizas margosas, ocráceas, con un espesor de unos 80 m., y sobre ellas margas grisáceas con

Orbitolina conoidea-discoidea A. Gras.
Terebratula dutempleana Sow.
Rhynchonella bertheloti Kil.
Rhynchonella lata d'Orb.

Descansan sobre estas margas calizas y dolomías azoicas, con gran desarrollo, y que, según veremos más adelante, corresponden ya al Cenomanense y Turonense.

Volviendo otra vez al borde oriental de la región que estudiamos, encontramos de nuevo afloramientos aptenses, al Norte de las sierras de Benichembla y Seguiliz.

Se encuentran aquí las sierras de Lorcha, Gallinera,

Benicadell y Acuta, cuya disposición tectónica es compleja y permite queden al descubierto afloramientos de Jurásico y Eocretáceo.

El Aptense de la Sierra de Benicadell constituye una prolongación hacia el Este del que acabamos de estudiar en la Sierra Mariola. La potencia total de los sedimentos aptenses es ligeramente inferior y la facies refleja en conjunto una profundidad menor.

Entre las sierras de Acuta y Lorcha, y al Este de Gallinera, se encuentran buenas exposiciones del Aptense.

Se distinguen en general tres niveles; uno inferior, formado por calizas con rudistos; uno intermedio, de margas grisáceas o amarillentas muy fosilíferas; y uno superior, de calizas con Nerinea y Agria. Faltan en general ammonitidos, y la facies refleja una profundidad menor que en la Sierra Mariola.

La continuación hacia el Oeste de las sierras de Acuta y Benicadell la constituye la Sierra Agullent-Onteniente, formando en conjunto todas estas estructuras una alineación que, en dirección sensible E.-O., atraviesa casi por completo la región que estamos estudiando.

En las sierras de Agullent y Onteniente no se encuentran afloramientos aptenses, pero es indudable que el Aptense de la Sierra Mariola y Bañeres se prolonga hacia el Norte, constituyendo el núcleo de la estructura de Onteniente-Agullent. Más hacia el Oeste, y ya en el borde occidental del área que estudiamos, vuelven a aparecer las capas aptenses y alcanzan gran desarrollo.

Se trata de la zona, ya en los términos municipales de Caudete y Yecla, ocupada por las sierras del Rocín, el Cuchillo, la Atalaya y la Oliva.

Pueden distinguirse tres niveles aptenses sensiblemente constantes.

El inferior está constituido por calizas en bancos bien definidos, con

Orbitolina conoidea.

Pseudotoucasia santanderensis.

Sobre ellos se encuentran margas arcillosas, que pasan a arcillas plásticas, y luego a margas arcillosas, margas sabulosas y, por último, areniscas.

Finalmente coronan la serie potentes bancos de calizas de facies arrecifal.

En general, la profundidad es también menor que en la Sierra Mariola.

El espesor del Aptense en esta zona oscila entre los 150 y 200 metros.

Al Norte de la Sierra de Agullent-Onteniente se encuentra la Sierra Grossa, que también de E. a O. atraviesa casi toda la región que nos ocupa. En la Sierra Grossa no se encuentran afloramientos de calizas aptenses, a pesar de que los accidentes tectónicos secundarios en el interior de la estructura permiten realizar algunos buenos cortes de la misma.

Aunque por el carácter extrusivo de los asomos triásicos no es posible en ningún lugar realizar un corte completo de los niveles cretáceos inferiores, todo parece indicar —y en ello coinciden también Brinkmann y Darder Pericás— que el nivel cretáceo más bajo que se ha depositado en la zona hoy ocupada por la Sierra Grossa, es el Cenomanense.

Dejamos en pie la cuestión de la edad de la facies wealdense que hemos encontrado al Norte de Ayelo de Malferit, y que es muy posible corresponda ya al Albense.

De todos modos, el Aptense, tan desarrollado al Sur de esta sierra, y (como veremos seguidamente) al Norte

de la falla valenciana meridional, no se sedimentó en la región que hoy ocupa la Sierra Grossa.

Es lástima que la falta de afloramientos impida estudiar la disminución paulatina de espesor y profundidad de Sur a Norte, desde la Sierra Mariola a la Sierra Grossa.

Al N. y NO. de la Sierra Grossa, y separada de aquélla por una gran rotura E.-O., llamada «gran falla valenciana meridional», se encuentra el macizo cretáceo tabular conocido por «Macizo del Caroch».

Se trata de una gran masa cretácea, que ocupa gran parte del SO. de la provincia de Valencia, y en la cual las características y facies del Cretáceo son sensiblemente diferentes de las del país situado inmediatamente al Sur, que acabamos de describir.

Aunque sólo en un lugar (concretamente, al Norte de Bicorp) hemos visto concordantes el Suprakeuper y el Aptense, y en los demás no afloran los niveles inferiores, parece cierto que en esta zona faltan el Jurásico y la parte inferior del Eocretáceo. Existe una laguna estratigráfica que se extiende desde el Lías al Aptense, correspondiendo a este piso las primeras formaciones marinas, que yacen, por lo tanto, directamente sobre el Suprakeuper.

En nuestros estudios de las hojas de Navarrés, Canals, Ayora y Almansa, hemos tenido ocasión de recorrer este macizo del Caroch y estudiar los más importantes afloramientos del Aptense.

El mejor lugar para estudiar la base de la formación se halla al Norte de Bicorp; el resto puede observarse con claridad en los magníficos cortes del puerto de Almansa, lugar éste ya recorrido por Brinkmann y Darder Pericás.

No afloran en el puerto de Almansa los niveles aptenses más bajos; en un espesor que, por analogía con la serie que más al Norte se observa en Bicorp, estimamos en

unos 50 metros. A continuación sigue un nivel de caliza arenosa y margosa, con secciones de *Ostrea* y restos de

Naica utrillesi Vern.

— *perezi* Vil.

y un espesor de 50 metros.

Yacen encima 15 m. de margas amarillas con orbitolinas, y sobre ellas 60 m. de caliza compacta con secciones de rudistos.

A continuación se encuentran 10 m. de margas arcillosas amarillentas, muy ricas en fósiles. Darder Pericás y Brinkmann citan en ellas profusión de ejemplares, típicamente aptenses, y algunas formas consideradas generalmente como albenses. Se trata sin duda de una mayor extensión vertical de las especies, ya que la fauna encontrada más arriba vuelve a ser característica del Aptense.

En efecto, sobre estas capas se encuentran 8 m. de calizas margosas sin fósiles, y encima 15 m. de calizas duras con secciones de *Toucasias*.

Sobre ellas descansan 5 m. de margas arenosas con

Orbitolina conoidea-discoidea A. Grass.

— *bulgarica* Boué.

y encima unos 10 m. de calizas arenosas, sin fósiles, que constituyen probablemente el nivel más alto del Aptense.

En esta zona se encuentran los mayores espesores del Aptense. Hacia el SO. disminuye la potencia y la facies se hace más profunda, hasta enlazar con las capas descritas del término de Caudete.

Hacia el Norte se conserva constante el espesor en la mitad meridional del macizo del Caroch, y luego disminuye rápidamente, hasta quedar reducido a unos 80 me-

tros de calizas en bancos tableados, con abundantes secciones de

Pseudotoucasia santanderensis.

Se encuentran muy débiles intercalaciones de margas arenosas con

Orbitolina bulgarica.

El Aptense en esta facies se prolonga considerablemente hacia el Norte, sin apenas variación, y llega a alcanzar el límite septentrional de la zona que estudiamos. Hacia el Nordeste queda también reducido a las capas de caliza con *Pseudotoucasia* e, inmediatamente al Este de «la canal de Navarrés», se alcanza el límite de su sedimentación. En efecto, en un pozo perforado en Sumacárcel, donde el valle del Júcar comienza a abrirse, se han encontrado, debajo de Cenomanense, las calizas supra-triásicas.

Más al Este, en los flancos oriental y occidental de la Sierra de Corbera, yace también el Cenomanense directamente encima del Jurásico.

Una línea de dirección NO.-SE. que fuese de Tous a Gandía, nos señalaría, por lo tanto, en grandes rasgos, el límite nororiental de la sedimentación aptense.

D) ALBENSE

La uniformidad que, en líneas generales, ha caracterizado la sedimentación aptense prácticamente en toda la región, desaparece por completo en el Albense.

Como vamos a ver seguidamente, los depósitos alben-

ses se presentan con facies marina batial, nerítica o litoral; con facies wealdense, o formando depósitos de arenas sueltas en la típica facies de Utrillas. Reanudando el estudio de la región que nos ocupa por su parte meridional, encontramos en el Puig Campana y el puerto de Torremanzanas, sobre las calizas aptenses con Agria, niveles de margas arcillosas, de tonos oscuros, con fauna de ammonites de facies profunda. La profundidad disminuye en los niveles superiores, para llegar a las calizas neríticas en el Cenomanense, en la zona de Torremanzanas; en el Puig Campana subsiste la facies batial en el Cenomanense y Turonense. Hacia el Oeste, en las sierras de Biar y Castalla, descansan sobre el Aptense calizas en gruesos bancos y facies nerítica, que se continúan, con ligerísimas variaciones desde el Albense Inferior al Turonense. En el extremo oriental de la región que estudiamos, es decir, en el país que se extiende al Sur de Oliva y Oeste de Denia, y que comprende, entre otras, las sierras de Lorcha, Gallinera, Alfaro, Seguiliz, etc., se encuentran sobre el Aptense calizas amarillentas algo sabulosas, con facies nerítica.

Es frecuente encontrar en ellas algunos restos fósiles. En la base de la formación cita Darder el *Hopilites* cf. *explendens*. Sobre este nivel yacen con notable uniformidad, en esta zona, calizas grises, parcialmente dolomitizadas, en gruesos bancos y con escasísimos restos fósiles.

Es difícil apreciar en esta formación el tránsito del Albense al Cenomanense, y sólo en contados lugares aislados lo permite algún afortunado hallazgo paleontológico.

En conjunto, el espesor del Albense no excede aquí de los 100 metros. La distinción es también difícil en la Sierra Mariola.

En el corte de la Quérola, que ya hemos estudiado en

sus niveles inferiores, descansan sobre el Aptense unos 30 m. de calizas poco consistentes, con

Nerinaea cf. *bisulcata* d'Arch.

Nerinaea cloris Coq.

Encima aparecen alternancias de calizas grisáceas, dolomías y calizas blanquecinas, con un espesor total de más de 200 m. y sin fósiles. Es imposible precisar si la totalidad del paquete pertenece todavía al Albense.

Hacia el Norte se produce una rápida disminución de profundidad. En el flanco septentrional del anticlinal de la Sierra de Benejama-Onteniente, hemos visto afloramientos aislados de arenas en facies típica de Utrillas, inmediatamente debajo del Cenomanense; la falta de afloramientos de niveles más bajos nos impide determinar si todavía la base del Albense conserva aquí la facies marina.

La emersión se produce inmediatamente al Norte, donde faltan ya los depósitos albenses marinos hasta llegar al Norte de la falla valenciana meridional.

Al Este de la línea Tous-Gandía, hemos visto ya que el Cenomanense descansa directamente sobre el Jurásico Superior o Triás.

Al Oeste de la Sierra de Benejama, en la comarca de Caudete-Yecla, puede apreciarse con claridad el tránsito del Albense marino a la facies litoral arenosa de Utrillas.

Al Sur de Caudete se encuentran arenas blancas y rojizas en facies de Utrillas; al Norte del pueblo aparecen ya margas y calizas margosas en facies marina nerítica.

Más al Norte, y comprendiendo ya el macizo del Caroch, que se extiende desde la línea Almansa-Ayora-Cofrentes, al Oeste, hasta la Sierra del Ave, al Este, el Albense se desarrolla en facies marina litoral o nerítica, con alternancias de areniscas, margas arcillosas y calizas y un

espesor que oscila de los 30 a 100 metros. Hacia el N. y SE. el espesor disminuye sensiblemente, y ya en la comarca de Buñol y Sierra de Dosaguas es difícil distinguir sedimentos albenses marinos. Reaparece en cambio aquí, en lugares aislados, la facies arenosa de Utrillas, que más al Norte ha de alcanzar gran extensión y desarrollo. En algunos puntos aislados del borde sur del macizo del Caroch se encuentran también pequeños afloramientos de arenas de Utrillas. En general, cuando en un mismo lugar se encuentran sedimentos albenses marinos y arenas de Utrillas, éstas ocupan la parte superior de la serie, y dan paso a la transgresión cenomanense.

E) CENOMANENSE-TURONENSE

Es difícil, en la mayor parte del área estudiada, establecer una separación neta entre el Cenomanense y el Turonense. Son formaciones que en este país están casi en absoluto desprovistas de restos fósiles y se hallan constituidas casi siempre por grandes masas de dolomías y calizas dolomíticas, que, casi sin variación apreciable, se extienden desde el Albense Superior al Senonense.

Darder Pericás agrupa estas formaciones con la denominación común de «Cretáceo Medio», y Brinkmann utiliza la misma representación para todas las formaciones que se extienden desde el Albense Superior al Senonense.

En la zona más meridional del área que consideramos, el Cenomanense y Turonense adquieren la mayor profundidad. Se presentan en forma de margas arcillosas y arcillas oscuras que, ya en el Turonense, pasan a margas calcáreas y calizas blancas azoicas.

Hacia el Noroeste de esta zona meridional, es decir, en los puertos de La Carrasqueta y Torremanzanas, la facies es todavía batial en el Cenomanense Inferior, para pasar a nerítica profunda en el Cenomanense Superior, y nerítica en el Turonense. En la parte superior del Turonense aparecen ya calizas arenosas y areniscas que nos indican una continuación en el proceso de regresión.

Al Norte de esta zona se encuentran ya los macizos cretáceos de las sierras de Biar y Mariola.

En estas sierras se observa una continuidad de facies muy notable. Desde el Albense Superior a la base del Senonense se extiende una potente masa de dolomías oscuras y calizas magnesianas, alternando con algún nivel de calizas cristalinas de tonos claros.

El proceso de dolomitización es mucho más intenso en los niveles inferiores. Continuando hacia el Norte encontramos la alineación que constituye las sierras de Benejama-Onteniente-Agullent, y que, como ya dijimos en páginas anteriores, atraviesa de Oeste a Este casi la totalidad de la región que estamos estudiando.

La transgresión cenomanense es aquí más evidente; sobre el Albense litoral arenoso se encuentran areniscas y calizas arenosas cenomanenses, con frecuentes restos de *Ostrea*. El espesor de la formación no llega a los cien metros, y sobre ella descansan potentes bancos de dolomías, en general azoicos, y que se extienden hasta los niveles más bajos del Senonense.

Al SE. de la terminación oriental de esta sierra, se encuentra el complejo de alineaciones montañosas que se extienden desde el SO. de Gandía hasta el cabo de San Antonio.

El Cenomanense se distingue aquí fácilmente y está constituido por alternancias de margas arenosas y calizas

margosas con facies nerítica. Se encuentran abundantísimos ejemplares de *Orbitolina concava*.

El espesor del Cenomanense oscila alrededor de los 100 m., y sobre él se encuentran calizas margosas en la base y cristalinas en la parte superior, que corresponden ya al Turonense.

En la Sierra Grossa también se aprecia con facilidad la transgresión cenomanense.

Comienza este piso con areniscas y margas cretáceas, a las que siguen calizas margosas y margas con *Ostrea*.

El Turonense está constituido por calizas grises, tableadas, muy poco fosilíferas, pero que alcanzan un espesor superior a los 200 metros. La facies es, en general, nerítica, poco profunda.

El proceso de sedimentación es distinto en el macizo del Caroch, situado al Norte de la Sierra Grossa, y separado de ella por la gran falla valenciana meridional.

Encontramos aquí, sobre el Albense Superior, marino, margas y calizas margosas, en facies muy semejante, y con abundantísimos ejemplares de *Orbitolina concava*, especialmente en la base de la formación.

Sigue a continuación una serie alternada muy potente de calizas margosas, margas y calizas tableadas, que se superponen de O. a E., hasta alcanzar, ya en la Sierra de la Plana, a la base del Senonense. El espesor conjunto del Cenomanense-Turonense, en esta zona meridional del macizo del Caroch, es superior a los 500 metros.

En la parte central y occidental del macizo se presentan notables variaciones de facies.

Aquí, sobre el Albense (menos profundo y que presenta incluso, en lugares aislados, facies litoral), se encuentran areniscas y conglomerados finos de la base del Cenomanense.

Siguen areniscas margosas y margas amarillas con abundantes ostras y con un espesor de 50 a 100 metros. A continuación, y con diferencia de facies muy acusada, se encuentran bancos muy grandes de caliza nerítica compacta que representan ya al Turonense. Destacan perfectamente estos bancos en la zona más elevada del macizo, donde dibujan el relieve.

Hacia levante, ya en las sierras del Ave y Gabardá, el espesor del Cenomanense disminuye, hasta quedar reducido a poco más de 10 m., y el Turonense, conservando la facies de gruesos bancos de calizas compactas, mide de 50 a 100 metros.

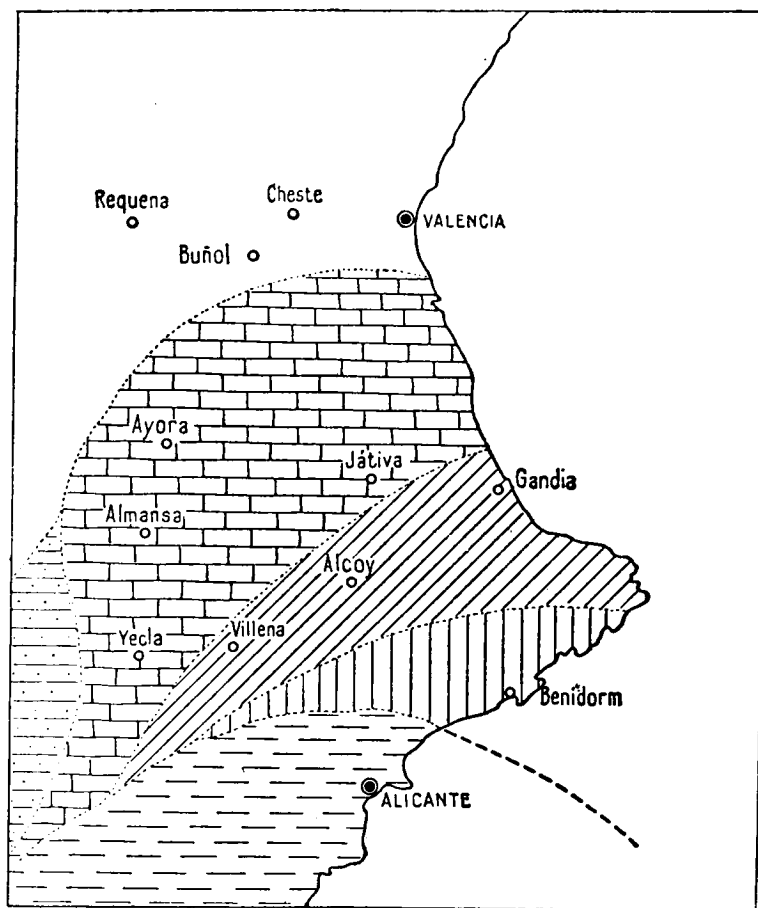
Con estas características continúa la serie hacia el Norte hasta el límite septentrional de la zona que estudiamos. Al SE. de Buñol, los gruesos bancos de caliza turonense adquieren gran extensión y desarrollo.

F) SENONENSE

Los depósitos senonenses tienen una distribución muy desigual en la región que estamos estudiando.

Adquieren su máximo desarrollo en la parte central de esta región, donde, además, su mayor riqueza en fósiles permite establecer una subdivisión de este piso.

Comenzando, como en páginas anteriores, el estudio por la parte meridional de la Región que consideramos, encontramos en ella, sobre las margas turonenses batiales, calizas margosas blancas y margas blanquecinas, también en facies profundas, que nos representan el Coniacense y Santonense. En el Campaniense y Maestrichtense la pro-



Facies en el Santonense.

fundidad se acentúa, y aparecen calizas con equínidos de facies batial muy profunda.

Una regresión se inicia en el Danés, y debe culminar con la emersión completa al final del Senonense.

Hacia el NO., es decir, en la zona de los puertos de La Carrasqueta y Torremanzanas, la facies es también profunda. De las calizas neríticas turonenses se pasa a calizas margosas y margas pizarreñas con fauna de equínidos batiales.

No se aprecia la disminución de profundidad en las capas superiores, pero tiene que haber existido, ya que es indudable, también en esta zona, la emersión después del Senonense.

En el extremo oriental de la región que estudiamos, es decir, en el conjunto de sierras que se extienden desde el SO. de Gandía al cabo de San Antonio, la facies en el Coniacense es todavía nerítica, con calizas y dolomías que continúan, en facies muy semejante, al Turonense.

En el Santonense comienza un aumento de profundidad que produce ya facies batial en el Santonense Superior y Campaniense, con fauna de equínidos de gran profundidad.

En el Maestrichtense se inicia una regresión, que produce facies nerítica y litoral en la parte superior de este piso. No se encuentran depósitos del Danés; quizá correspondan ya a la facies lacustre y hayan sido arrastrados por la erosión posterior.

Al Norte de esta zona, y de la que hemos considerado anteriormente, se encuentran las dos alineaciones paralelas de las sierras de Benejama-Onteniente-Agullent y la Sierra Grossa.

En ambas se encuentran magníficas exposiciones del Senonense, y puede éste estudiarse con facilidad en los

cortes del barranco de Onteniente, en la primera, y del puerto de la Ollería y barranco al Norte de Ayelo de Malferit, en la segunda.

También comienza el Senonense con calizas neríticas y dolomías, que pasan a calizas blanquecinas y grises, ya con facies batial en el Santonense.

En el corte del barranco de Onteniente, el Coniacense está constituido por unos 50 m. de calizas compactas y finas, de color blanco, a los que siguen 20 m. de caliza blanca finísima y 40 m. de caliza amarillenta, sacaroidea, con abundantes foraminíferos.

El Santonense está representado por 30 m. de calizas blanquísimas, con fractura concoidea y frecuentes foraminíferos.

Siguen 20 m. de calizas amarillentas, con *Orbitella apiculata* Schlum. y 10 m. de calizas deleznable con hipurites, como, por ejemplo,

Orbignya canaliculata Roll.

El Campaniense puede estar representado por 50 m. de calizas blancas y grises, tableadas y azoicas.

En la Sierra de Benejama-Onteniente no se encuentran niveles cretáceos más altos que los descritos.

En la Sierra Grossa, sobre las calizas que acabamos de describir, se encuentran, en el puerto de la Ollería, 10 metros de margas verdosas con gasterópodos inclasificables. Pudieran corresponder ya al Maestrichtense.

Más al Este, en la misma sierra, se observan calizas arenosas y areniscas con fauna maestrichtense. Se observa también en esta sierra una disminución en la profundidad de los sedimentos a partir del Santonense Superior.

Al Norte de la Sierra Grossa se encuentra el macizo del Caroch. En la parte central y meridional del macizo

no se encuentran depósitos del Senonense. En la Sierra de la Plana, y coronando la serie cretácea que allí existe, se observan 50 m. de calizas grises tableadas con restos de inoceramios y típica fauna santonense.

Al Oeste del macizo, y ya en las sierras que se extienden a occidente de Ayora, coronan también la serie cretácea calizas grises, tableadas, con Lacazinas del Santonense.

Al NE. del macizo del Caroch se encuentran las sierras de Gabardá y El Ave. En ellas el Senonense se halla bien representado y, aunque los restos fósiles son muy escasos, hemos distinguido el Coniacense, Santonense, Campaniense y Maestrichtense, con características litológicas bastante bien diferenciadas.

El Coniacense está formado por 20 m. de margas amarillas, y a veces arcillosas, arenosas, y en ocasiones nodulares. Es notable su semejanza con las margas coniacenses de *Exogyra spinosa*, tan frecuentes en el Norte de la provincia de Burgos.

El Santonense lo constituyen de 80 a 100 m. de calizas grises, tableadas, con frecuentes vetas y nódulos de caliza y muy escasos fósiles.

El Campaniense está formado por unos 150 m. de calizas en bancos bien definidos, con tonos claros en superficie y amarillentos en fractura.

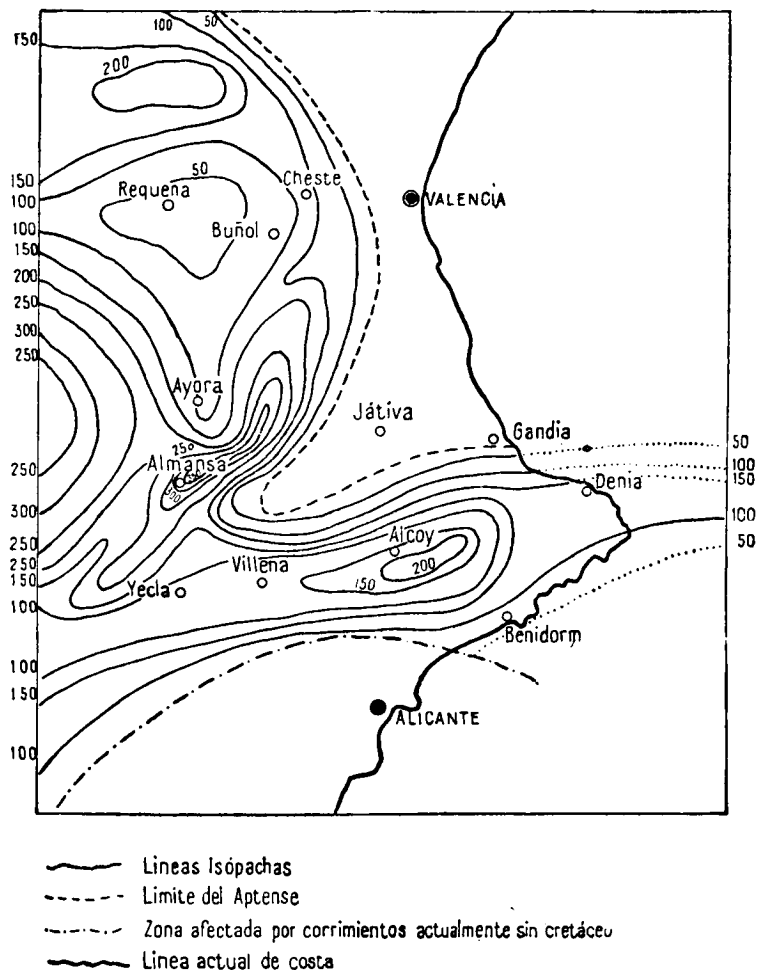
Contienen algunos restos fósiles, y entre ellos

Oncoceras hispanicus Heinz.

Ostrea vesicularis Lamk.

Coronan la serie unos 50 m. de calizas arenosas maestrichtenses, con facies muy semejantes a las de la Sierra Grossa.

Continúan los depósitos senonenses hacia el Norte, en la Sierra del Ave y zona de Dosaguas, y vuelven a aflorar,



Isopachas del Aptense.

ya en las inmediaciones de Valencia, en la Sierra Perenchiza.

Afloran aquí calizas en bancos bien estratificados, grises o amarillentos, y cuya facies recuerda grandemente a la de las calizas santonenses de la Sierra del Ave. Hemos

atribuído dicha edad a las capas superiores de la Sierra Perenchiza, pero hacemos la salvedad de que esta clasificación es provisional y no se apoya en datos paleontológicos concluyentes.

Constituye la Sierra Perenchiza el último afloramiento importante del Senonense hasta el límite septentrional del área objeto del presente estudio.

* * *

Hemos expuesto, de un modo muy somero, las principales características estratigráficas del Cretáceo en esta región.

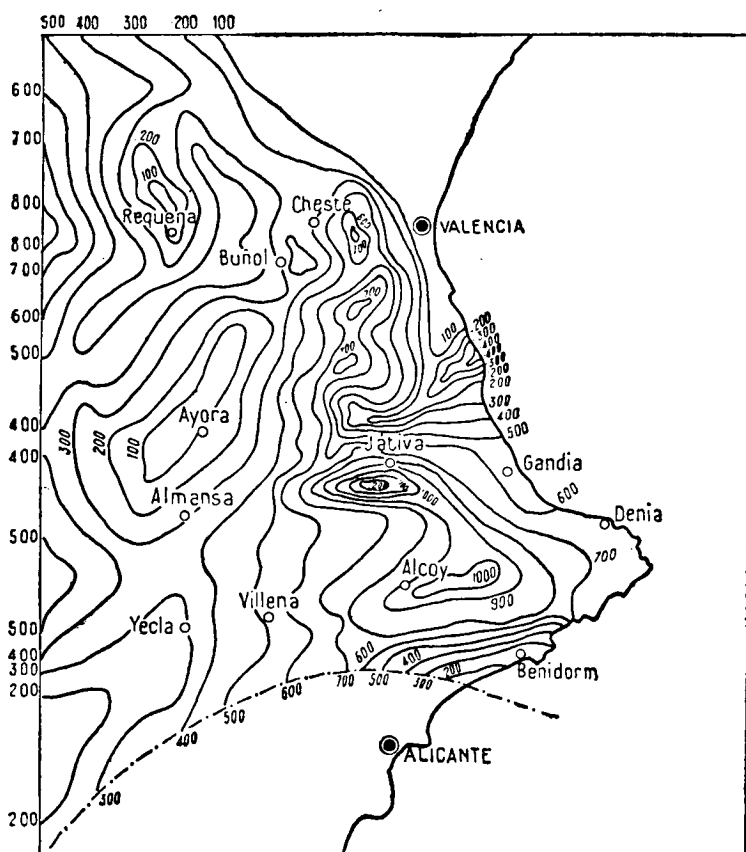
En los gráficos adjuntos pueden apreciarse las variaciones de profundidad y de espesor de estas series, y esbozarse un esquema de su disposición paleogeográfica durante el transcurso del Cretáceo.

Vamos ahora a ocuparnos, muy brevemente, de establecer una síntesis de la tectónica regional. De acuerdo con las directrices recibidas, únicamente expondremos unas ideas generales que podrán completarse con el examen de los esquemas que se acompañan.

Podemos considerar la región del Levante español, que comprende las provincias de Valencia y Alicante, constituida por tres regiones tectónicas distintas.

Se halla atravesada esta región, en su tercio septentrional, por una gran falla de dirección aproximada E.-O., la cual sirve de divisoria a dos regiones distintas; al Norte, tectónica germánica, con fallas y movimientos epirogenéticos; al Sur, tectónica alpina, con pliegues y empujes orogénicos.

Estas dos regiones no sólo son diferentes en la disposición actual de sus elementos tectónicos, sino que son



- Líneas Isópachas
- - - Zona afectada por corrimientos, actualmente sin cretáceo
- Línea actual de costa

Isopachas del Cretáceo.

asimismo distintas, y aun asincrónicas, las fases orogénicas que las han afectado.

Existe, además, una zona de transición entre ambas tectónicas, cuya zona participa de las características esenciales de las dos limítrofes.

Podemos, por lo tanto, considerar tres regiones tectónicas distintas.

La más septentrional está caracterizada por una tectónica de tipo germánico, con facies en las series epicontinental o, a lo más, nerítica.

Al Sur de esta zona, y comprendiendo las sierras Grossa, Benejama, Agullent y Mariola, se encuentra la zona de transición. Las series son aquí autóctonas o para-autóctonas (los pequeños corrimientos observados apenas alcanzan los dos kilómetros), y si bien las facies, en general neríticas, están más cerca de las de las formaciones septentrionales, las capas han sufrido aquí los efectos de empujes venidos del SE. y se forman así estos grandes pliegues anticlinales y sinclinales, orientados paralelamente de Sudoeste a Nordeste, y volcados hacia el Norte.

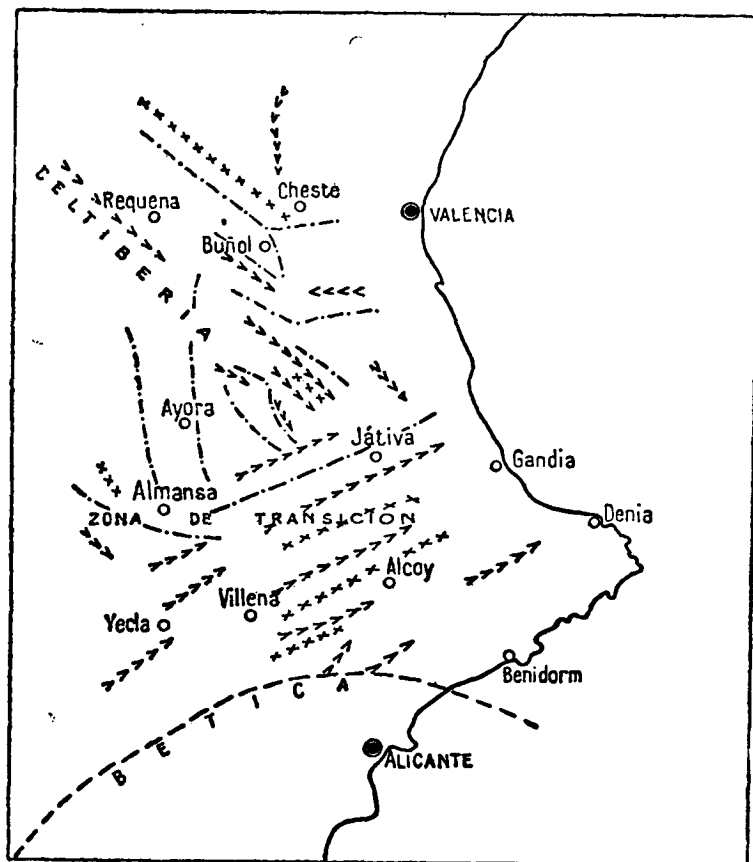
Es, como puede verse, una tectónica peculiar y típica, formaciones autóctonas, de substratum epirogenéticamente formado y facies germánica; pero sometidas a la influencia de empujes orogénicos venidos del SE., que imprimen a su tectónica directriz alpina.

Al Sur de estas series se encuentra ya la tercera región de que hemos hablado, la cual se halla afectada por una tectónica típicamente alpina.

No hay que olvidar la existencia de la fosa bética, que ha impreso su carácter en la tectónica del país, y de la cual participan estas últimas formaciones.

Esta región, en efecto, ha pertenecido al borde septentrional de la citada fosa. Se encuentran aquí, por lo tanto, típicas formaciones de geosinclinal, con series de facies que comienza por ser nerítica, para pasar a sub-batial y batial.

Si bien con no muy acentuado carácter, debido a la circunstancia de ser marginales las series a que afectan, se



- >>>> Anticlinales
- xxxx Sinclinales
- Líneas de rotura
- - - - Límite de la zona de corrimientos
- - - - Gran falla valenciana meridional

Esquema tectónico.

encuentran también pliegues de fondo, que bajo la influencia de los empujes de directriz alpina llegan incluso a volcar, produciéndose algunos corrimientos, cuya raíz, sin embargo, dista todavía pocos kilómetros del pliegue. Des-

taca entre éstos el conocido Manto de Aitana, que cubre gran parte del área central y septentrional de la provincia de Alicante.

Son estos fenómenos mucho más acentuados en la región situada al Sur y Suroeste de la que nos ocupa ahora. No insistimos, sin embargo, en su descripción, que quedaría ya fuera de los límites y objeto de este párrafo con el que hemos pretendido únicamente trazar un bosquejo de las principales características tectónicas de la región.

En el esquema adjunto hemos representado los más importantes accidentes tectónicos que se encuentran en esta zona de entronque de las cadenas Béticas y Celtibéricas, de la que en estas páginas hemos expuesto las principales características, en cuanto al Sistema Cretáceo se refiere.

BIBLIOGRAFÍA

- ASTRE, GASTÓN (1932): *Los Hipurites del barranco del Racó*.—Bol. Soc. Géol. de France, t. LXIV.
- BOTELLA, F. (1854): *Descripción de las minas, canteras y fábricas de fundición del Reino de Valencia, precedida de un bosquejo geológico del terreno*.—Revista Minera; t. V. Madrid.
- BRINKMANN, R. (1948): *Las cadenas béticas y celtibéricas en el SE. de España*.—Cons. Sup. Invest. Científicas, Inst. «Lucas Mallada». Madrid.
- (1933): *Sobre el problema de la fosa bética*.—Bol. Soc. Geográfica. Madrid, junio.
- BRINKMANN, R., y GALLWITZ, S. (1950): *El borde externo de las Cadenas Béticas en el SE. de España*.—Cons. Sup. Invest. Cient., Inst. «Lucas Mallada». Madrid.
- CAVANILLES, A. J. (1875 y 1877): *Observaciones sobre la Historia Natural, Geografía, Agricultura, población y frutos del Reino de Valencia*.—Madrid.
- COLOM, G. (1934): *Contribución al conocimiento de las facies litopaleontológicas del Cretáceo de las Baleares y del SE. de España*.—Geologie des pays catalans.
- CORTÁZAR, D., y PATO, M. (1882): *Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Valencia*.—Mem. Com. Mapa Geol. España. Madrid.
- DARDER PERICÁS, B. (1929): *La estructura geológica de los*

- valles de Montesa y Enguera.*—Mem. Soc. Esp. Hist. Nat. Madrid.
- DARDER PERICÁS, B. (1945): *Estudio geológico del Sur de la provincia de Valencia y Norte de la de Alicante.*—Bol. Inst. Geol. Min. España, t. LVII. Madrid.
- DUPUY DE LÔME, E., y F. DE CALEYA, C. (1918): *Nota acerca de un yacimiento de mamíferos fósiles en el Rincón de Ademuz (Valencia).*—Bol. Inst. Geol., t. XXXIX.
- DUPUY DE LÔME, E., y Novo, P. (1917): *Estudios hidrogeológicos en las provincias de Murcia y Alicante.*—Bol. Inst. Geol. Madrid.
- FALLOT, P. (1945): *Estudios geológicos en la zona Sub-Bética.*—Cons. Sup. Invest. Cient., Inst. «Lucas Mallada». Madrid.
- EZQUEBERRA, J. (1850): *Ensayo de una descripción general de la estructura de España.*—Mem. Acad. de Ciencias. Madrid.
- GIGNOUX, M., y FALLOT, P. (1926): *Contribution à la connaissance des terrains neogènes et quaternaires marins sur les côtes méditerranéennes d'Espagne.*—Comptes rendus du Congrès Géol. International. París.
- JIMÉNEZ DE CISNEROS, D. (1907): *Sobre geología del Sudeste de España.*—Bol. Soc. Esp. Hist. Nat., t. VI. Madrid.
- (1907): *Excursiones por el norte de la provincia de Alicante.*—Bol. Soc. Esp. Hist. Natural. Abril.
- (1927): *Geología y Paleontología de Alicante.*—Trab. Museo Nac. Cienc. Nat., serie Geol. Madrid.
- MALLADA, L. (1895-1911): *Explicación del Mapa Geológico de España.*—Mem. de la Com. del Mapa Geol. Madrid.
- MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA.—Escala 1:400.000. Inst. Geol. y Min. de España.

- MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA.—Escala 1:1.000.000. Inst. Geol. y Min. de España. Edición 1936.
- Escala 1:1.000.000. Inst. Geol. y Min. de España. Edición 1952.
- NICKLÉS, R. (1896): *Sur les terrains secondaires des provinces de Murcie, Almerie, Grenade et Alicante.*—Bol. Com. Mapa Geol., t. XXIII. Madrid.
- (1906): *Sur l'existence de phénomènes de cyvrement dans la zone Subbetique.*—Bol. Com. Mapa Geol. Madrid.
- (1895): *Recherches géologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de la province d'Alicante et Sud de la province de Valence.*—Bol. Com. Mapa Geol., t. XX. Madrid.
- Novo, P. (1915): *Reseña geológica de la provincia de Alicante.*—Bol. Inst. Geol. Madrid.
- ROYO GÓMEZ, J. (1926): *Notas geológicas sobre la provincia de Valencia.*—Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. Madrid.
- (1922): *El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica.*—Junta Ampl. Est. e Inv. Cient. Comisión de Invest. Paleont. y Prehistóricas. Madrid.
- VERNEUIL, E., y COLLOMB, E. (1854): *Itineraire géognostique dans le SE. de l'Espagne.*—Bull. Soc. Géol. France. París.
- VILANOVA Y PIBRA, J. (1881-1884): *Reseña geológica de la provincia de Valencia.*—Bol. Soc. Geogr. de Madrid.

SOBRE EL CRETÁCEO
DE LOS ALREDEDORES DE OVIEDO

POR

551.763(461.2)

N. LLOPIS LLADÓ

ANTECEDENTES

Desde antiguo es conocida la existencia de una cuenca mesozoica en el seno de la Cordillera Cantábrica. Los precursores de la geología peninsular reconocieron ya los terrenos cretáceos en esta cuenca (2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 13, 19, 22, 23, 28). No obstante se situaban también en este sistema los terrenos eocenos que los recubren, hasta el descubrimiento de *Paleotherium magnum* Cuv. y otros vertebrados, en el subsuelo de Oviedo (10, 11, 12, 24, 25, 26). Los recientes trabajos cartográficos detallados realizados en la cuenca de Oviedo (15, 16, 17), han permitido precisar claramente la existencia de una discordancia estratigráfica entre el techo de la formación cretácea y la caliza blanca lacustre ludiense, base de la serie eocena (15).

I. LA EXTENSIÓN Y EL MARCO GEOLÓGICO DE LA CUENCA CRETÁCEA

Los sedimentos cretáceos de los alrededores de Oviedo, forman parte de los depósitos de la zona cantábrica que constituyen buena parte del Mesozoico de las provincias de Santander y Vascongadas; en realidad, constituyen los sedimentos más occidentales de la cuenca de sedimentación pirenaica, que se extendió durante el Mesozoico, por lo menos hasta Asturias (17 bis).

En Asturias los depósitos cretáceos ocupan buena parte del borde septentrional del centro de la región, extendiéndose desde Grado por el W. (límite occidental reconocido del Cretáceo), ocupando parte del territorio de los alrededores de Avilés, Gijón y Oviedo, y circunscribiéndose hacia el Este de Oviedo a una larga y estrecha faja que rellena la que, en otra ocasión, he denominado «depresión longitudinal asturiana» (27).

El zócalo de la cuenca de sedimentación está constituido por el material herciniano peneplanizado, como puede verse allí donde los contactos son claros. En la carretera de Sama a Mieres, las pudingas wealdenses se apoyan directamente sobre el Carbonífero peneplanizado; lo propio pasa en el túnel de La Manjoya (Oviedo) y en la cumbre del cerro de Santofirme. No obstante, como la cuenca de

sedimentación cretácea fué, en realidad, la continuación de los ciclos sedimentarios del Triás y del Jurásico, más hacia el Norte y Este, es decir, en las zonas más internas de la cuenca, el Cretáceo se apoya, ya sobre el Lías (como en Gijón), ya sobre el Triásico (como en Avilés y en Arnao). Es a este efecto muy claro el corte de la carretera de Salinas a Arnao, en los alrededores de los túneles del ferrocarril, antes de llegar a la Fábrica de Arnao.

Los actuales afloramientos cretáceos se han conservado gracias a la tectónica alpídica germanotípica que ha dividido en multitud de dovelas el Paleozoico asturiano (18). Así se explica el carácter hundido y residual de los sedimentos cretáceos del largo y estrecho corredor que se orienta de W. a E. al pie septentrional de los Picos de Europa, y que fué interpretado como una ventana tectónica, en la época en que aún no era conocida la verdadera estructura de la Cordillera Cantábrica (20).

Así pues, el interés que pueda tener este trabajo, estriba en el estudio de los sedimentos de la terminación occidental de la cuenca pirenaica durante el Cretáceo.

II. LOS SEDIMENTOS

Las zonas reconocidas de los alrededores de Oviedo corresponden a los rebordes occidental y meridional de la cuenca de sedimentación. Para su descripción consideraremos las siguientes regiones: 1, Zona de Oviedo; 2, Zona del Nora, al E. de Oviedo, y 3, Zona de Avilés.

A) EL CRETÁCEO DE OVIEDO

a) Las series estratigráficas

La ciudad de Oviedo está construída, en parte sobre el Cretáceo, en parte sobre el Terciario. El conjunto de la formación cretácea está ligeramente inclinada hacia el N. y NE., originando un país de cuestras poco definidas, que limita por el N. la porción del valle del Nalón comprendida entre Tudela-Veguín y Trubia. Los valles afluentes del Nalón, entre Las Segadas y Las Caldas, han disecado estas cuestras permitiendo obtener buenos cortes. También el valle de San Claudio, afluente del Nora, corta el Cretáceo de E. a W. entre Oviedo y San Claudio. Por otra parte, los numerosos areneros que explotan las potentes capas de arenas y grijos, las tejerías que aprovechan

las arcillas y los pozos que explotan las aguas freáticas, de las que es rica esta formación (16, 17), permiten un estudio bastante acabado de los sedimentos de esta zona.

La base del Cretáceo aparece en el Km. 6 de la carretera de Oviedo a Las Segadas, donde la sucesión, de abajo arriba, es la siguiente:

Muro: pizarras westfalienses.

Aptiense: 2-3 m. Arenas amarillentas.

5 m. Calizas grises marinas.

15-20 m. Arenas de facies wealdense (N_1).

5-6 m. Arcillas oscuras.

Ascendiendo por la trinchera del ferrocarril Vasco, desde la estación de La Manjosa hasta Oviedo, sobre las arcillas oscuras del corte anterior, aparece una sucesión muy completa hasta el Terciario.

Muro: arcillas oscuras piritosas.

1-2 m. Calizas marinas.

10-12 m. Arcillas arenosas amarillentas abigarradas.

2-3 m. Calizas.

30 m. Alternancia de arcillas, margas y areniscas compactas amarillentas en capas de uno a dos metros. Hay también capas muy delgadas de caliza.

5-6 m. Areniscas amarillentas muy compactas.

6 m. Arcillas azuladas.

15-20 m. Arenas amarillentas con estratificación cruzada, de facies wealdense (N_1).

2 m. Arenisca rojiza compacta con restos de vegetales indeterminables.

1 m. Caliza arenosa lumaquérica con restos de peces (*Coelodus*) y equínidos.

10-12 m. Margas y arcillas abigarradas.

1,5-2 m. Calizas amarillentas lumaquéricas con ostréidos.

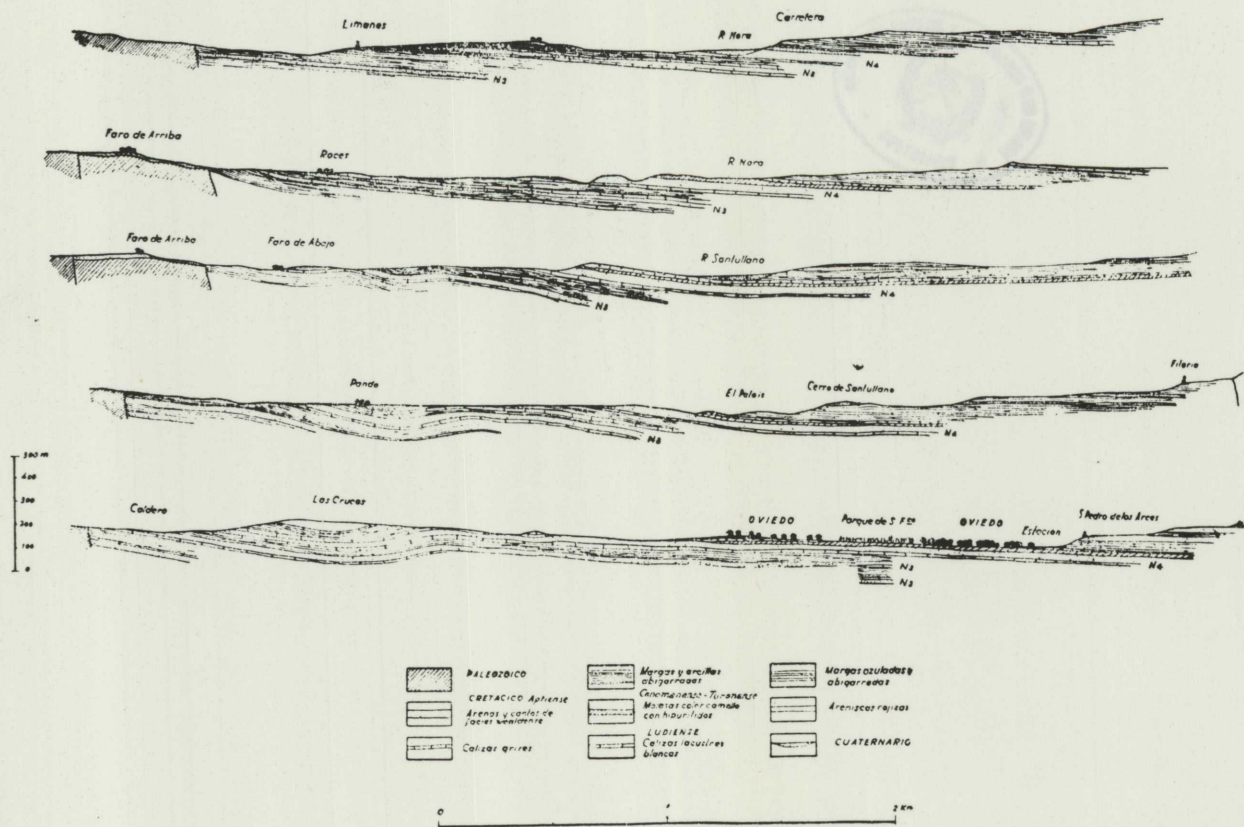


Fig. 1.—Cortes geológicos provisionales de la cuenca de Oviedo.

18-20 m. Calizas dolomíticas amarillentas en bancos de 0,5 a un metro.

5-6 m. Arcillas.

6-7 m. Arenas amarillentas con estratificación cruzada de facies wealdense (N_8).

Techo: Ludiense de la base del cerro de Los Catalanes.

Toda esta serie puede situarse todavía en el Aptiense. En la vertiente W. del Cerro del Picayón o del Cristo de las Cadenas; es más completa; por encima de la capa de arenas N_8 , aparecen sucesivamente:

10-12 m. Margas y arcillas abigarradas.

Beduliense:

2-3 m. Calizas grises.

8-10 m. Arenas amarillentas de facies wealdense (N_4).

Turonense:

11-14 m. Molosas amarillentas distribuidas en:

4-5 m. Molasa amarillenta.

2-3 m. Marga abigarrada muy compacta y arenosa.

5-6 m. Molasa amarillenta con numerosos braquiópodos (*Terebratula*), equínidos y *Orbitoides*.

Esta última capa desciende hacia La Argañosa, pasando por Buenavista. En este punto la molasa turonense contiene bancos de rudistas citados ya por Schulz (23), en la Silla del Rey; entre ellos han podido determinarse:

Biradiolites cff. *cornu-pastoris* d'Orb.

Radiolites sp.

Estos últimos forman arrecifes compactos con numerosos individuos.

Ascendiendo desde la estación del Vasco, de La Manjoya hasta el cerro de Los Catalanes, en Oviedo, donde se hallan edificados los Colegios Mayores, la trinchera del ferrocarril permite obtener una sucesión muy completa del Cretáceo que, de abajo arriba, es como sigue:

- En la base: Pizarras arcillosas oscuras piritosas.
- 1-2 m. Calizas grises.
 - 10-12 m. Arcillas arenosas amarillentas y abigarradas.
 - 2-3 m. Calizas.
 - 30 m. Alternancia de arcillas, margas y areniscas compactas amarillentas en capas de hasta 1-2 m. Hay también capas muy delgadas de calizas.
 - 5-6 m. Areniscas amarillentas muy compactas.
 - 6 m. Arcillas azuladas.
 - 15-20 m. Arenas amarillentas con estratificación cruzada de facies wealdense.
 - 2 m. Arenisca rojiza compacta con restos de vegetales.
 - 1 m. Caliza arenosa lumaquélica con ostréidos, peces y equínidos.
 - 10-12 m. Margas y arcillas abigarradas.
 - 1,5-2 m. Calizas amarillentas lumaquélicas con ostréidos.
 - 18-20 m. Calizas dolomíticas amarillentas en bancos de 0,5 a 1 m.
 - 6-7 m. Arenas amarillentas de facies wealdense, con estratificación cruzada.
 - 4 m. Margas abigarradas.
- Techo: Terciario que forma la base del cerro de Los Catalanes.

Toda la serie buza 8-10° al NE.

Estas capas cruzan el talweg del río Vega y se elevan hacia el cordal del Santo Medero, que separa la cuenca

del Vega de la del río de San Claudio. La capa de 15-20 metros de arenas de facies wealdense, cruza la carretera de Oviedo a La Manjoya un poco más abajo del Km. 3, donde es activamente explotada en varios «areneros» y se eleva lentamente por encima de Latores hasta cortar la carretera de Galicia, en Sendín, donde se ha abierto otro «arenero». Desde el Km. 5 de esta misma carretera, un poco al Este de la bifurcación a Las Caldas, siguiendo el cordal de Santo Medero o a lo largo de la carretera hacia Oviedo, puede obtenerse otro buen corte que completa el anterior en su parte alta. A partir de la capa de arenas de facies wealdense y calizas amarillentas lumaquélicas, aparecen sucesivamente:

- 4-5 m. Moladas amarillentas.
- 2-3 m. Margas abigarradas muy compactas y arenosas con braquiópodos (*Terebratula* sp.).
- 5-6 m. Molasa amarillenta conteniendo una numerosa fauna de braquiópodos (*Terebratula*), equínidos y *Orbitoides*.

serie que debe colocarse en el Cenomanense-Turonense, puesto que son las mismas capas que contienen rudistos en La Argañosa y Buenavista.

La misma formación bordea al pie occidental del Naranco, pasando por Villamar y Lampajúa y terminando en Laviana, donde ya Barrois y Mallada citan la siguiente fauna (2, 19).

- Ostrea ratishbonia.*
- Hippurites cornuvaccinum.*
- H. organissans.*
- Nerinaea monolifera.*
- Cardium* sp.

Las explotaciones de arcillas para tejas y cerámica

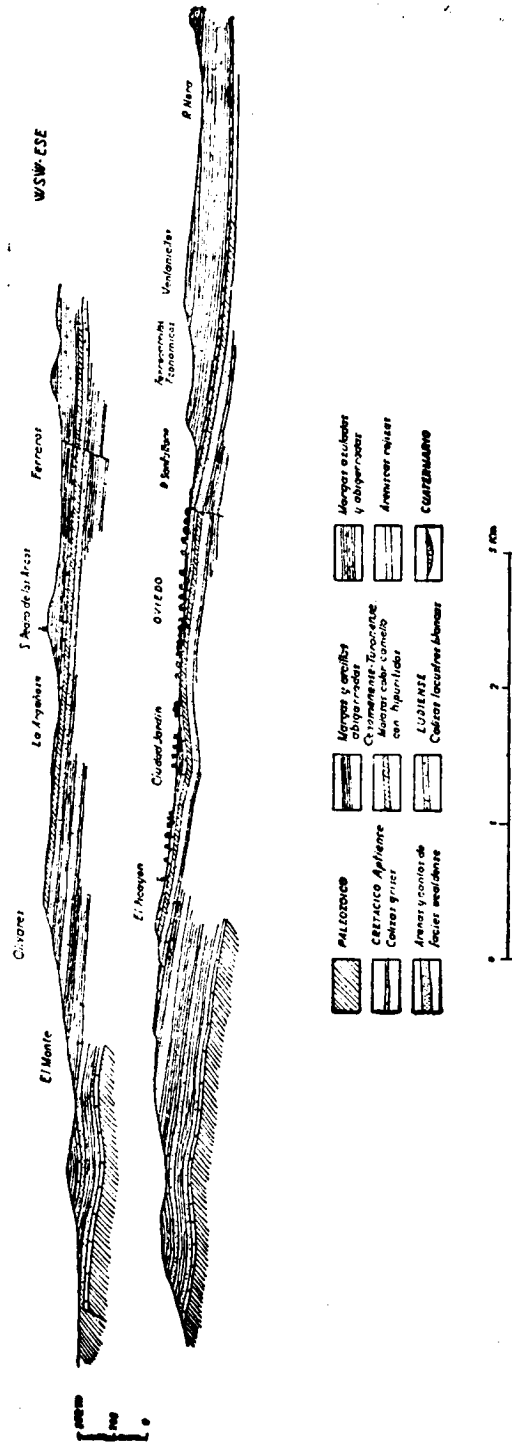


Fig. 2.—Cortes geológicos provisionales de la cuenca de Oviedo (región occidental).

de los alrededores de San Claudio, permiten obtener algunos cortes de detalle de las capas inferiores del Cretáceo ovetense. A lo largo del teleférico que une la cantera de arcillas que explota la fábrica de San Claudio con dicha fábrica, puede obtenerse de abajo arriba, la siguiente sucesión:

- 10-12 m. Arcillas oscuras con pirita de hierro (arcillas de San Claudio).
- 15-20 m. Margas rojas y abigarradas.
- 1,5-2 m. Arenisca amarillenta muy compacta.
- 5-6 m. Arcillas oscuras piritíferas, parecidas a las de San Claudio, explotadas por la tejera.
- 8 m. visibles: arenas amarillentas y abigarradas.

Estas capas deben intercalarse en la serie basal de La Manjosa, por debajo de las arenas de Sendín, que denominamos N₁.

También en La Manjosa, en los areneros y las antiguas canteras que explotaban las calizas de la serie basal, pueden obtenerse interesantes detalles estratigráficos. En la Fuente de la Rotella puede verse la composición de detalle de la capa de caliza más baja de la formación:

- Muro: Arenas de facies wealdense.
- 0,25 m. Arcilla negra con pirita y epsomita.
- 0,4 m. Caliza amarillenta ferruginosa.
- 0,2 m. Arcilla negra.
- 0,8 m. Caliza arenosa lumaquética, con ostréidos y restos de equinidos.
- 0,25 m. Arenisca arcillosa carbonosa con nódulos de ámbar y epsomita.
- 0,5 m. Arenisca compacta.

Este corte nos ilustra acerca de la complejidad estratigráfica de la serie cretácea y de su carácter eminentemen-

te marginal, puesto que mientras las calizas arenosas lumaquéllicas nos hablan de playas arenosas donde se depositan los restos de moluscos y de equinodermos llevados por las olas, la arenisca arcillosa con ámbar que se le superpone, es un sedimento continental que evoca un suelo de vegetación donde enraizaban las coníferas productoras de los nódulos de ámbar y de los restos vegetales carbonizados que con ellas se encuentran; la pequeña capa caliza de La Rotella es, pues, un sedimento parálico netamente definido.

Al SE. de Oviedo, a lo largo de la carretera de Madrid, hasta el alto de Las Cruces, aparece también el Cretáceo. Hasta el Km. 42 no ofrece buenos cortes. Allí aparecen las calizas grises lumaquéllicas conteniendo, sobre todo, coralarios. Están ligeramente onduladas y soportan las arenas de facies wealdense que ocupan el alto del cementerio y que se explotan en cantera un poco más hacia el Sur. En conjunto, puede obtenerse para el cerro de Las Cruces, la siguiente sucesión:

Muro: Arenas de facies wealdense.

3-4 m. Calizas arenosas lumaquéllicas, grises, con ostréidos.

12-15 m. Arenas blancas micáceas con capitas de caolín.

Esta capa de arenas superior, debe ser equivalente a las molasas del Picayón.

En la propia ciudad de Oviedo adquieren gran extensión las capas molásicas amarillas «color camello» con *Ostrea* sp., que constituyen el soporte de multitud de edificaciones del centro de la ciudad. Estas molasas fueron utilizadas antiguamente como piedra de sillería, de tal modo que la mayor parte de los edificios de los siglos xv

al xviii están contruados con dichas molasas (Catedral, Santa Clara, San Pelayo, Universidad, etc.). La parte Este del antiguo Campo de Maniobras, la totalidad del Parque de San Francisco, y desde el Este de la Argañosa hasta Pumarín, está formada por las mismas molasas que están limitadas por las calizas blancas ludienses que se les superponen.

b) La potencia y facies de los sedimentos

En el conjunto de la formación cretácea ovetense pueden considerarse tres tramos bastante bien diferenciados, definidos sobre todo por la facies de los materiales:

Tramo I.—145-150 m. Areniscas, margas y arenas alternantes. Tramo eminentemente detrítico y de marcado carácter continental. Sólo los bancos inferiores de calizas, de muy poco espesor, tienen carácter marino.

Tramo II.— 45-50 m. Arenas, margas y calizas alternantes. Tramo eminentemente marino, a pesar de las frecuentes intercalaciones detríticas de aire continental.

Tramo III.— 25-30 m. Molasas y margas arenosas compactas, abigarradas, de carácter litoral.

La potencia total del Cretáceo de Oviedo, no llega, pues, a los 250 m. La diferenciación de los dos primeros tramos es algo artificiosa a consecuencia del desarrollo que presentan los sedimentos detríticos. En realidad, el

carácter diferencial entre ambos tramos es el progresivo enriquecimiento en elementos calizos desde la base de la formación al techo del tramo II. El tramo I es eminentemente detrítico, puesto que únicamente en la base se encuentran efímeros episodios calizos.

El material detrítico está formado por capas de conglomerado de elementos de cuarcita, cuyo diámetro oscila desde 0,6 hasta 0,1 metros. Cuando el conglomerado tiene sus elementos de diámetro inferior, es denominado en la región «piedra fabuda» (piedra de fabes o habas). Estos conglomerados pasan a arenas gruesas y finas que se explotan en canteras llamadas «areneros». Las arenas suelen contener lentejones de caolín y a veces arcillas lignitíferas.

Estas capas tienen, pues, características muy semejantes a las del Wealdense de las provincias vascongadas y Cordillera Ibérica; no obstante, como no hay pruebas de que en Asturias sean en realidad wealdenses, las calificamos de «facies wealdense», facies que es susceptible de alcanzar niveles estratigráficos superiores o aun inferiores (17 bis). En realidad, se trata de un sedimento detrítico de marcado aire continental, como parecen corroborarlo, la estratificación cruzada muy frecuente, los rápidos cambios de grosor de los elementos cuarzosos, los frecuentes lentejones arcillosos y especialmente los lechos lignitíferos.

Estas capas evocan, pues, el reborde continental de una cuenca sedimentaria progresivamente profunda hacia el E. y N., sometida a frecuentes oscilaciones epirogenéticas que provocan la lucha entre el régimen continental occidental y el dominio marino situado más al Este. La estratigrafía del tramo II es bien explícita a este respecto, puesto que la alternancia de capas detríticas y calizas marinas constituye forzosamente una zona de transición

entre ambos dominios. Las capas calizas intercaladas entre el sedimento detrítico, han de ser interpretadas como las avanzadillas más occidentales de un régimen marino más exuberante hacia el Este.

En cuanto al tramo III, constituye, en realidad, un episodio aparte, desligado de la facies wealdense, puesto que corresponde al Neocretáceo, como lo acreditan los fósiles turonenses que aparecen en las molasas del Picayón y de Lorianana.

c) La posición estratigráfica

Schulz (23), aunque cita algunos fósiles del Cretáceo superior, dice no tener elementos para determinar la cronología del Cretáceo asturiano.

Barrois (2), Verneuil (28) y Mallada (19), colocan todo el Cretáceo ovetense en el Cenomanense y Turonense, basándose en la fauna de La Argañosa y Lorianana. Gómez de Larena los sitúa en el Cenomanense (11). Karrenberg (14) no habla en el texto del Cretáceo de Oviedo, pero en los cortes lo sitúa en el Cenomanense y Turonense.

En efecto, los únicos fósiles expresivos se encuentran en el Turonense, integrando las faunulas de moluscos y rudistidos ya mencionados; no obstante, las capas inferiores a las molasas turonenses no contienen fósiles característicos, o éstos no han sido hallados. En cambio, al Sur de Pola de Siero, Karrenberg sitúa en el Beduliense superior, las calizas arenosas amarillentas y las margas oscuras con *Exogyra latissima* Lam., que se superponen a las capas basales de arenas y pudingas cuarzosas de facies wealdense. En efecto, *Exogyra latissima* Lam., abunda en

las arcillas oscuras de la tejera de Tiroco-Llorianes, que se superponen a las calizas molásicas de la vertiente meridional del cerro de Ulloga. Las mismas capas con los mismos fósiles se encuentran en la tejera del Sur de Xixún, en el Km. 11-12 de la carretera de Gijón a La Felguera, a 300 m. al Norte del cruce de dicha carretera con el ferrocarril. Esta capa margosa pasa lateralmente hacia el Este a caliza amarillenta molásica. Como hemos cartografiado a escalas comprendidas entre 1:25.000 y 1:10.000 toda la zona cretácea, desde Pola de Siero a Oviedo, ha sido posible seguir constantemente esta capa e identificarla con las capas de calizas amarillentas lumaquéllicas con ostréidos situadas a unos 50 metros por debajo de la molasa turonense. No cabe, pues, duda, acerca de que toda la serie infrapuesta a esta capa, es decir, los tramos I y II, deben situarse en el Aptiense sin más precisión, y la indicada capa en el Beduliense superior. Parece, pues, demostrado que la base del Cretáceo ovetense es Aptiense. Por otra parte, el propio Karrenberg (14), en sus cortes seriados (pág. 204 de la traducción española), sitúa la misma capa de pudinga cuarzosa en el Wealdense (cortes de Pola de Siero y de Noreña) y en el Cenomanense (corte de Oviedo). Ello es, sin duda, consecuencia de la reducida escala de estos cortes, que no permiten representar todo el detalle de la serie estratigráfica, siendo entonces fácil confundir unas capas con otras, por ser extremadamente parecidas.

Respecto a las arenas y pudingas denominadas wealdenses, ya hemos indicado que no hay pruebas para atribuirles tal edad; por el contrario, las consideraciones anteriores permiten colocar las capas detríticas íntegramente dentro del Aptiense, por lo menos las del tramo II; nada hay en pro ni en contra de que el tramo I sea wealdense,

pero preferimos considerar una «facies wealdense» susceptible de alcanzar niveles estratigráficos más altos o aun inferiores al Cretáceo, como indica Karrenberg, para la zona de Ribadesella (14).

En cuanto a las molasas superiores, la fauna de rudistidos en ellas encontrada, quita toda duda respecto a su edad cenomanense-turonense, ya determinada de antiguo por aquellos autores.

En conclusión, pues, el Cretáceo de los alrededores de Oviedo ha de encuadrarse dentro de la siguiente cronología provisional para la zona inferior:

- Wealdense (?): Tramo I. Serie detrítica de facies wealdense.
- Beduliense inferior: Tramo II. Los 20 m. basales.
- superior: Tramo II. Los 30 m. superiores, equivalentes a las capas de Tiroco con *Exogyra latissima* Lam.
- Cenomanense-Turonense. Tramo III. Molasas con rudistidos.

B) LAS CAPAS DEL VALLE DE NORA

La formación cretácea de los alrededores de Oviedo, continúa hacia el Este; entre Colloto y Pola de Siero, el Nora se ha excavado siguiendo el contacto Cretáceo-Terciario, de manera que mientras éste forma el margen septentrional, el Cretáceo sólo aflora en la vertiente meridional; por otra parte, como las capas terciarias son discordantes con el Cretáceo, éste va perdiendo elementos estratigráficos de W. a E., quedando en Pola de Siero considerablemente reducido, de tal modo que sólo el tramo I

y parte del II afloran en esta localidad. Toda esta zona ha sido cartografiada con fines hidrogeológicos a la escala 1:10.000.

En Colloto se encuentra todavía un corte bastante completo a lo largo de la carretera de Mieres a Limanes.

Muro: Paleozoico.

100 m. Pudingas cuarzosas de facies wealdense.

4-5 m. Arenas amarillentas con arcillas rojizas en la base.

20-25 m. Calizas arenosas, molásicas, color camello, bien estratificadas en bancos de 0,2 a 0,5 m. A veces son lumaquéllicas, conteniendo *Ostrea* sp. y restos indeterminables de moluscos.

6-7 m. Arenas amarillentas.

12-15 m. Calizas molásicas, color camello.

7-8 m. Arcillas arenosas amarillentas.

8-10 m. Capa de cantos de 0,005 m. en la base. Arenas en la parte alta.

5-6 m. Caliza molásica, color camello, como las anteriores capas.

5 m. Arenas amarillentas.

40-50 m. Capa de cantos y arenas, parecida a la de la base.

50-60 m. Calizas molásicas, color camello, como las anteriores.

Esta última capa forma el techo del Cretáceo en este corte y equivale probablemente a la molasa turonense de Picayón, en Oviedo, pues enlaza en Colloto con la continuidad hacia el Este de la molasa del Picayón. Desde el punto de vista petrográfico no existen diferencias ostensibles entre esta molasa y las calizas inferiores, que indudablemente son aptienses. El mismo color amarillo «camello» aparece en todas las capas, la misma textura arenosa,

las mismas intercalaciones de capas grises más compactas y aun de brechas calizas. La capa de 40-50 m. de cantos y arenas que se halla inmediatamente debajo de la anterior, se explota en un importante «arenero», en la carretera de Limanes, a un kilómetro escaso de Colloto.

Más hacia el Este, el Terciario se desborda sobre el Cretáceo y las margas abigarradas llegan hasta el margen Sur del Nora, reduciendo considerablemente el afloramiento cretáceo.

Desde el Nora, por el Palacio de Hevia, hasta Les Felechoses, puede obtenerse la siguiente sucesión estratigráfica:

Muro: Cuarcitas devónicas.

100 m. Pudinga cuarzosa (piedra fabuda), de facies wealdense. Se explota en diversos puntos como grijo.

4-5 m. Arenas amarillentas con arcillas rojizas en la base.

18-20 m. Calizas arenosas, molásicas, color «camello», bien estratificadas, en bancos de 0,2 a 0,5 m. Hay algunos horizontes lumaquéllicos con restos de ostréidos y otros moluscos y horizontes brechoides y margosos.

10-12 m. Arenas muy amarillas con estratificación cruzada y lechos de limonita, especialmente en la parte alta, donde, a veces, hay también lechos delgados de arcillas azuladas, como en Tiñana.

50-60 m. Calizas arenosas molásicas, en todo semejantes a las anteriores, desde el punto de vista petrográfico.

El Palacio de Hevia está asentado sobre estas últimas calizas, las cuales llegan probablemente hasta el lecho del

Nora; más al W. aparecen en el caserío de Canfrias, en la carretera de Santa Marina.

Al E. del meridiano de Siero, en el Cerro de Ullaga, se encuentra otra buena serie cretácea algo diferente de la anterior.

Muro: Paleozoico.

100 m. Pudinga de facies wealdense, explotada en numerosas «grietas» en la carretera de Bendición a Pola de Siero.

70-80 m. Calizas molásicas color camello, con horizontes lumaquélidos.

80-100 m. Arcillas oscuras y margas grises con *Exogyra latissima* L. y capas de calizas intercaladas de 0,4 a 0,6 m. de potencia.

Esta última capa se encuentra en la tejera de Tiroco, donde se explotan las arcillas; en los cortes de dicha tejera pueden obtenerse algunos detalles estratigráficos; allí puede verse cómo la capa arcillosa que está en explotación, se resuelve de abajo arriba en los siguientes elementos:

0,8 m. Arcilla oscura con nódulos de pirita.

1,2 m. Marga gris con *Exogyra latissima* L.

1 m. Margas amarillentas y grisáceas.

1,3 m. Arenisca amarillenta con techo formado por una corteza de limonita.

4 m. Margas grises amarillentas con *Exogyra*.

Estas capas con *Exogyra latissima* L., pasan lateralmente a la capa inferior de calizas «camello» de Les Felchoses, como puede verse en la tejera situada a 300 metros al Norte del cruce de la carretera de Noreña a La Felguera con el ferrocarril, donde aparece, de abajo arriba, la siguiente sucesión de capas:

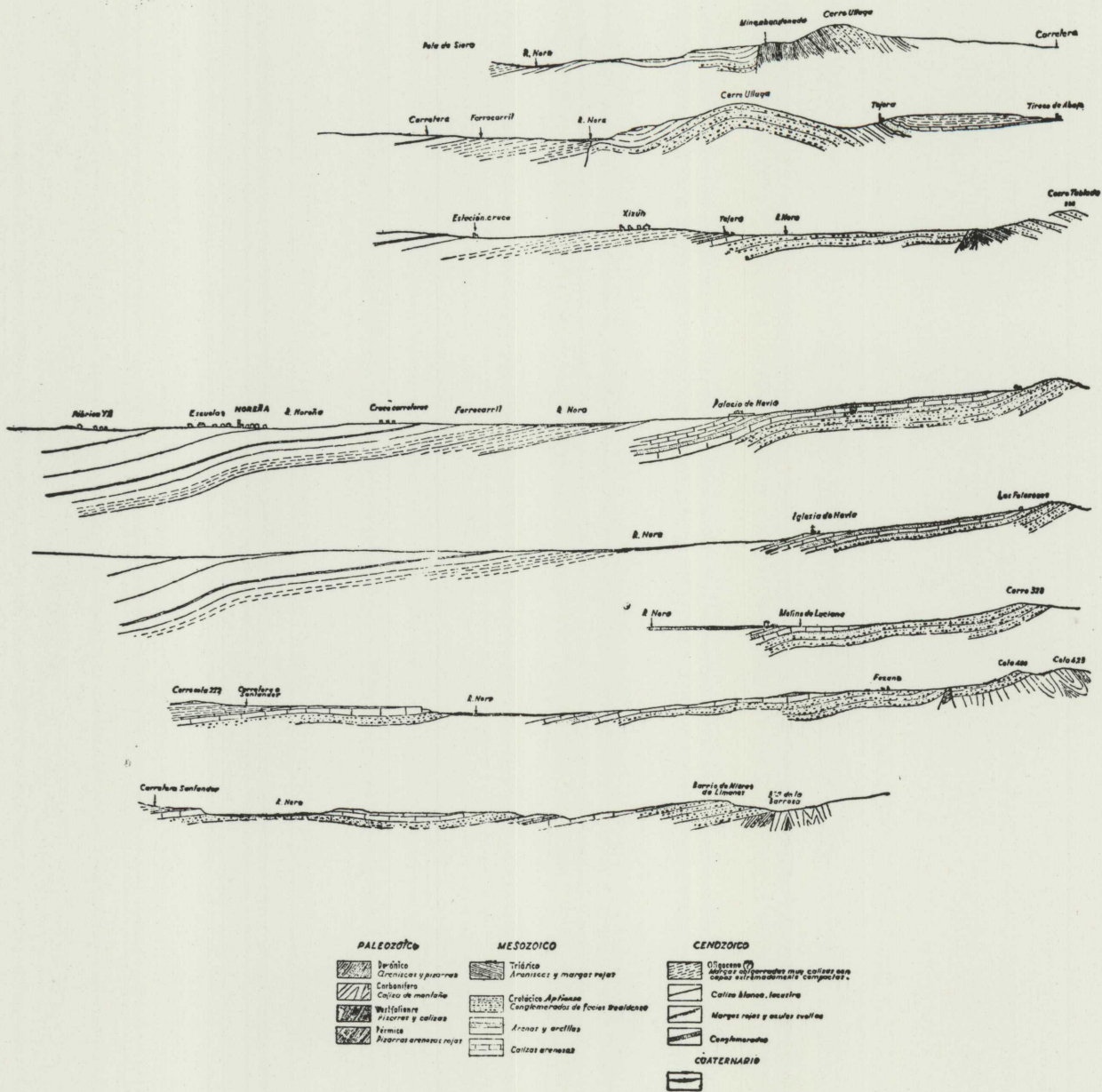


Fig. 3. -Cortes geológicos de los alrededores de Noroña.

Muro: Arena de facies wealdense.
 1,5 m. Arcilla oscura con nódulos de pirita.
 4,5 m. Caliza margosa gris con *Exogyra latissima* L.
 1,5 m. Arcilla negra con pirita.
 5,5 m. Calizas margosas grises.
 1,8 m. Margas grises.
 5-6 m. Caliza margosa.
 Techo: Margas abigarradas terciarias.

Este corte indica un aumento progresivo en caliza hacia el W. de las capas de Tiroco.

En el Palacio de Hevia, un sondeo practicado sobre la segunda capa caliza para el alumbramiento de aguas subterráneas, ha dado el siguiente corte detallado de arriba abajo:

4 m. Suelo arcilloso castaño.
 1 m. Margas arenosas oscuras fétidas.
 5,5 m. Caliza algo arenosa grisblanquecina.
 5 m. Caliza gris compacta detrítica con granos de cuarzo.
 1 m. Brecha caliza.
 5,5 m. Caliza gris compacta.
 2,8 m. Marga oscura arenosa.
 1,2 m. Caliza gris nodulosa con geodas de calcita.
 4 m. Marga oscura con una capita de caliza de 0,2 metros.
 14 m. Caliza gris compacta. En la parte inferior tiene horizontes organógenos, lumaquélicos, con profusión de restos de ostréidos, coralarios y numerosas secciones indeterminables. Contiene también fragmentos de hematites roja y trozos de ámbar. El conjunto tiene carácter detrítico.
 0,6 m. Marga oscura, casi negra, con abundantes hojuelas de moscovita, trozos de ámbar y nódulos de pirita.

- 6,5 m. Caliza gris.
- 1 m. Caliza gris. Horizonte fosilífero con multitud de restos de ostréidos.
- 3,5 m. Arcilla.
- 8 m. Arena fina. Nivel freático artesiano, dando 4 m.³/h.
- 9 m. Caliza gris arenosa.
- 3 m. Caliza brechoide.
- 2 m. Caliza arenosa.
- 0,1 m. Margas.
- 2,6 m. Caliza grisblanquecina con nódulos de pirita.
- 5,1 m. Arenisca amarillenta.
- 3,2 m. Caliza blanca lumaquélica con restos análogos a los de los otros horizontes fosilíferos.
- 4,5 m. Margas oscuras.
- 14,5 m. Caliza grisamarillenta.

El sondeo ha alcanzado cerca del muro de la capa de caliza inferior, en la que las intercalaciones margosas y brechoides indican una sedimentación poco estable, rica en episodios variados. Nada en esta serie hace extrañar un cambio lateral de facies hasta el Este.

Por las razones ya expuestas anteriormente, la caliza inferior del pozo del Palacio de Hevia, ha de ser identificada con las calizas de Tiroco, las cuales llevan superpuestas las margas y arcillas con *E. latissima* L. de la tejera de Tiroco, y por esta circunstancia pueden colocarse en el Beduliense superior; por consiguiente, las capas infrapuestas han de ser aptienses, sin más precisión. No obstante, la exagerada potencia de los conglomerados inferiores, que en Les Felechoses tienen más de 100 m., hace creer que este conjunto detrítico equivale por sí solo al tramo I de Oviedo.

En la zona de Colloto, ya hemos visto que continúan

las mismas capas con características idénticas. Únicamente que allí aparecen las molasas superiores que pueden identificarse con las molasas turonenses con rudistos del Picayón, aunque en esta zona no aparecen fósiles.

Así pues, en el Cretáceo del valle del Nora, pueden admitirse los mismos tramos que en Oviedo, es decir:

Wealdense (?)

Tramo I. 100 m. Pudinga cuarzosa con lentejones de arenas con estratificación cruzada.

4-5 m. Arenas amarillentas con arcillas rojizas en la base.

Beduliense inferior.

Tramo II. 25-40 m. Calizas arenosas molásicas con niveles brechoides y fauna indeterminable y arenas amarillas.

Beduliense superior.

80-100 m. Margas de Tiroco con *Exogyra latissima* Lam., que equivalen hacia el W. a calizas, margas y arenas.

Cenomanense-Turonense.

Tramo III. 50-60 m. Calizas molásicas color camello.

Estas series estratigráficas nos indican claramente que un cambio en las condiciones de sedimentación, se manifiesta tímidamente de W. a E. desde San Claudio hasta Pola de Siero, puesto de manifiesto por el neto cambio lateral de facies que aparece al Este del meridiano de Hevia. El tramo I, que al W. de Oviedo es sólo mediocrementemente detrítico, lo es en Siero en su totalidad; en el Beduliense, en cambio, el dominio marino aumenta de W. a E. desde el tramo II de Oviedo a las margas de Tiroco. El Cenomanense-Turonense presenta, en cambio, las mismas características.

C) LOS DEPÓSITOS DEL N. DE OVIEDO Y ALREDEDORES DE AVILÉS

Al Norte de Llanera se encuentran de nuevo los sedimentos cretáceos recubriendo indistintamente el Triás y el Paleozoico. El afloramiento más meridional aparece en el cerro de Santofirme; este relieve está formado por un sinclinorio complejo de sedimentos westfalienses; en la cumbre aparece, discordante, un mogote de conglomerados cuarzosos de cerca de 80 m. de potencia. Estos conglomerados están aislados por la erosión y en otros tiempos fueron confundidos y equiparados a la pudinga de Posada (23, 2, 7), que tiene edad terciaria y características petrográficas muy diferentes. Ello es debido sobre todo a la presencia de numerosas dislocaciones verticales que rompen la continuidad de los afloramientos cretáceos y terciarios.

Un poco más hacia el Norte, en el reborde septentrional del mismo cerro de Santofirme, la pudinga cuarzosa de facies wealdense se apoya ya sobre el Triásico, como puede verse en la carretera que une la general de Gijón con la estación de Villabona; lo propio ocurre más hacia el Norte aún, en el cerro de Castiello. Todavía más hacia el Norte, en Robledo y en Remoria, el Cretáceo es mucho más completo. En Robledo puede establecerse la siguiente sucesión:

Muro: Triásico.

80 m. Conglomerado cuarzoso de facies wealdense.

5 m. Arenas amarillentas.

- 25 m. Alternancia de capas de arenas amarillentas y capas de arcillas azuladas y abigarradas de poco espesor.
- 8 m. Conglomerados cuarzosos de facies wealdense.
- 5 m. Margas abigarradas.
- 4 m. Calizas blancoamarillentas y grisáceas.
- 25 m. Alternancia de margas abigarradas, arenas y arcillas. Termina la hilada con una capa de conglomerado de 4 metros.
- 20 m. Calizas arenosas molásicas, color «cabello» con restos de ostréidos y otros indeterminables.
- 4 m. Arenas amarillentas.
- 50 m. Alternancia de calizas molásicas semejantes a las anteriores y margas grises oscuras.
- 35-40 m. Arenas amarillentas y conglomerados de elementos pequeños (piedra fabuda).

Este conjunto es susceptible de ser dividido en dos tramos: los primeros 176 m., formados por materiales eminentemente detríticos, pueden ser equiparados con los dos tramos inferiores de la zona de Oviedo, es decir, que pueden colocarse en el Aptiense. Los últimos 90 m., en cambio, tienen gran semejanza con las molasas del Pica-yón, por lo que creemos son cenomanense-turonenses, como aquéllas.

En Remoria puede obtenerse un corte muy semejante al anterior, observándose únicamente ligeras diferencias en la potencia de algunas de las capas aptienses. También el Cenomanense-Turonense tiene en Remoria un carácter más calizo, pero en general es idéntico al de Robledo.

Estas capas se encuentran empotradas entre el Paleozoico, por el Sur, y el Triás, por el Norte, entre fallas, motivo por el que las series estratigráficas se conservan más

completas, lo que no ha ocurrido en Santofirme, expuesto a la denudación sin protección de ninguna clase; no cabe pues la menor duda, a pesar de las lagunas intermedias, que estas capas son la continuación septentrional de las de la cuenca de Oviedo.

Hacia el NW. las capas basales de pudingas wealdenses adquieren gran extensión y aumentan su potencia, que alcanza a 120 metros. Forman todos los relieves de La Zoreda, Campañones, la Cañada de Llamarcés y La Cruz, ocupando una depresión tectónica que une la fosa de Gijón con la de Avilés. En toda esta zona aparecen estos conglomerados. En La Cruz, puede obtenerse el siguiente perfil:

Muro: Triásico.

- 40 m. Pudinga cuarzosa de facies wealdense.
- 10-12 m. Arcillas oscuras y margas abigarradas.
- 20 m. Arenas amarillentas.
- 6-7 m. Arcillas oscuras.
- 18-20 m. Conglomerado cuarzoso de grano medio.

Características parecidas a las del corte de La Cruz, tiene el Cretáceo en los alrededores de Avilés; el muro de la formación es siempre o casi siempre el Triás, y su potencia varía a tenor de la profundidad de la erosión. Así, tiene 25 m. en Avilés; 20, en Heros; 50, en Miranda; 70, en Arnao; 80, en Salinas, y cerca de 100 en La Maruca. La facies es siempre la misma, como puede verse en multitud de areneros que se explotan intensamente, especialmente a lo largo de la carretera del puerto de San Juan de Nieva a Salinas y en los alrededores de Avilés, para las obras de construcción de la nueva empresa siderúrgica.

Entre Avilés y Candás, en cambio, el Cretáceo tiene unas características bastante diferentes. Los afloramientos

son siempre discontinuos, puesto que están aislados por el verdadero mosaico de fallas alpídicas que determina una estructura «en mosaico» en los alrededores del cabo de Peñas (*). Gracias a ella han sido conservados estos sedimentos excesivamente plásticos para oponerse a la erosión que durante el Cuaternario ha modelado las rasas litorales que aparecen en esta zona. Así pues, los afloramientos cretáceos son siempre dovelas a manera de pequeñas foseas tectónicas, limitadas por márgenes paleozoicos o triásicos.

En la carretera de Avilés al cabo de Peñas, en los alrededores de la aldea de El Campo, aparece el más occidental de estos afloramientos. La sucesión estratigráfica es allí la siguiente:

Muro: no es visible.

- 18-20 m. Arcillas y margas azuladas alternantes.
- 10-12 m. Arenas amarillentas.
- 8-10 m. Alternancia de arcillas azuladas y oscuras con capas delgadas de calizas grises y blanquecinas de 0,1 a 0,2 m. de potencia.

Un poco más al Este, en Verdicio, puede obtenerse la siguiente serie:

Muro: no es visible.

- 4-5 m. Arenas amarillentas.
- 6-7 m. Margas y arcillas.
- 3-4 m. Arenas como las anteriores.
- 2-3 m. Arcillas oscuras.
- 8-9 m. Arenas amarillentas.
- 12-15 m. Margas abigarradas.

(*) Llopis, N., y Julivert, M.: «Estudio geológico de los alrededores de Avilés». (En preparación.)

Estas series son estériles o no hemos tenido la suerte de encontrar fósiles en ellas; la estratigrafía es también poco expresiva, pero tiene un aire particular poco frecuente en el Cretáceo asturiano; puede ser interpretado en realidad como una zona de transición entre los depósitos eminentemente detríticos situados más hacia el SW., en Avilés, Arnao y La Cruz, y los sedimentos marinos que se encuentran más hacia el NE. En efecto, en San Juan de Fombona puede hacerse ya un corte más explícito:

Muro: no es visible.

5-6 m. Arenas amarillentas y rojizas.

12-15 m. Margas abigarradas.

10-12 m. Arenas.

30-35 m. Margas grises marinas con fauna indeterminable.

6-7 m. Calizas margosas con ostréidos.

12-14 m. Margas abigarradas.

En esta serie aparecen ya claramente los elementos netamente marinos, que se hacen mucho más ostensibles un poco más hacia el Este, en Luanco y sus inmediaciones.

Las capas de Luanco son conocidas ya desde Barrois (2), el cual las denominó «caliza de Luanco» para distinguirlas de las capas marinas de Llanes, inferiores a éstas, que denominó «caliza de Llanes». Mallada (19), indica que el espesor de estas calizas es de unos 40 m., encontrándose en ellas la siguiente fauna:

Orbitolina conoidea-discoidea Gras.

Astrocoenia cf. radiata Men.

Rhynchonella parvirostris Sow.

Terebratula praelonga Sow.

T. Moutoniana Orb.

Waldheimia Tamarindus Sow.

Ostrea Boussingaulti Orb.

Janira atava Orb.

Toucasia carinata Math.

T. santanderensis Douv.

T. Verneuli Bayl.

Avicula Sowerbyi Math.

Strombus aff. Navarroi Land.

Nerinaea Titan Sharpe.

N. Coimbrica Sharpe.

Tylostoma punctatum Sharpe.

Trochus sp.

Trochus logarithmicus Land (?)

Neritopsis navis ? Land.

Neritina sp.

Turbo sp.

Karrenberg (14), describe el siguiente corte de la playa de Andromero, a poca distancia de Luanco, en la carretera de Candás:

Gargasiense:

Más de 20 m. de caliza compacta conservada todavía en una pequeña isla («caliza de Luanco»).

Beduliense superior:

2,5 m. Caliza amarillenta a rojiza con bivalvos y rhynchonellas.

3 m. Capas de orbitolinas.

11,7 m. Alternancia de margas grises arenosas y bancos calizos con orbitolinas, glauconias, ostras.

6 m. Caliza arenosa con grandes naticas.

12 m. Alternancia de arenas margosas amarillentas a grises, con bancos de arenisca caliza.

Beduliense inferior:

15-20 m. Caliza compacta gris finamente espatizada.

18,5 m. Alternancia de margas arenosas o arcillas con lumaquelas calizas y bancos de caliza margosa ricos en glauconias y ostras.

Las orbitolinas aparecen por primera vez en la parte alta de este tramo.

Wealdense:

28 m. Conglomerado cuarzoso, areniscas con manchas carbonosas y capas de arcillas.

Substrato: Paleozoico.

En efecto, este corte puede obtenerse reconstruyendo diversos fragmentos que se reconocen en la costa entre Luanco y Candás. Las calizas gargasienses se encuentran, en efecto, en la isla donde está edificada la ermita del Carmen y en ellas aparecen numerosos rudístidos, especialmente *Toucasia* cff. *carinata* Math. La facies detrítica wealdense, en los puntos donde ha sido observada por nosotros, tiene menos potencia de la indicada por Karrenberg; en un pequeño cabo, un poco al SE. de la indicada ermita del Carmen, se le ve formado por:

Muro: Paleozoico.

3,5 m. Pudinga cuarzosa.

12 m. Arenas amarillentas con algunas capitas de arcillas oscuras intercaladas.

Techo: Caliza beduliense.

Por otra parte, sobre las calizas gergasienses se desarrollan todavía más de 20 m. de arenas amarillentas con arcillas oscuras en la base, cuya edad no puede determinarse, pudiendo ser Gargasiense o superior. Ello indica pues, claramente, que las capas marinas aptienses de Luanco están intercaladas entre dos series detríticas, ambas de facies wealdense, aunque la superior no puede ser situada cronológicamente. Ello no es de extrañar, toda vez que ya se ha visto cómo en los alrededores de Oviedo esta facies wealdense llega hasta el Turonense.

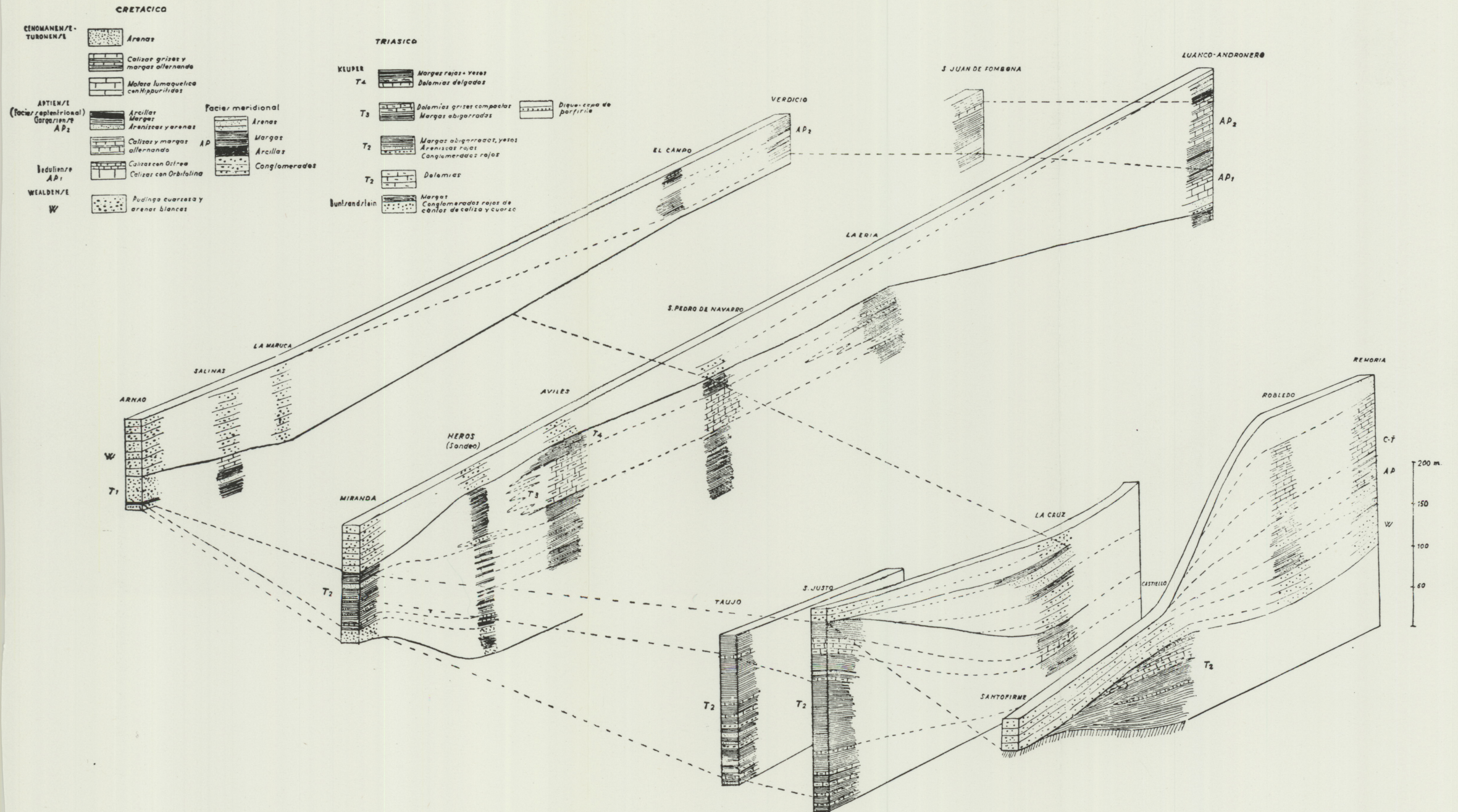


Fig. 4. — Estratigrafía comparada del Mesozoico de los alrededores de Avilés.

III. SOBRE LA LITOGÉNESIS Y TIPO DE CUENCA DE SEDIMENTACIÓN

A) LA POTENCIA Y FACIES DE LOS SEDIMENTOS

En Oviedo y en el valle del Nora, las potencias de los sedimentos se mantienen muy constantes, no sobrepasando casi nunca los 250 metros. En general los aumentos de espesores tienen lugar de W. a E. Es, en efecto, en Pola de Siero donde los depósitos pueden alcanzar algo más de la cifra indicada. Este ligero aumento de potencia coincide además con la hegemonía del dominio marino sobre el continental. Las facies wealdenses dominan en la zona de Oviedo, donde alcanzan hasta el Beduliense superior en el Aptiense; en la zona de Siero, en cambio, la facies wealdense se circunscribe especialmente en la base de la formación, lo que justifica la atribución al Wealdense de estas pudingas, como hace Karrenberg (14). No obstante, ya hemos dicho que se trata en realidad de una facies detrítica, de borde de cuenca, que alcanza hasta el Turonense y en cuya génesis ha desempeñado el principal papel la proximidad del reborde de la cuenca. Estas pudingas jalonan en realidad este reborde continental cretáceo.

En la zona del Norte de Oviedo, el aumento de potencia de W. a E. es mucho más ostensible, y lo propio ocurre con el cambio de facies; de tal modo que también de W. a E. las facies continentales wealdenses representadas por la serie de pudingas cuarzosas, pasan lateralmente hacia el Este a las margas y calizas bedulienses y gargasienenses de Luanco; también aquí la serie marina aptiense aparece intercalada entre dos formaciones detríticas, es decir, que todo parece indicar que entre el supuesto Wealdense basal y las capas detríticas superiores al Gargasienense, se produjo un ciclo sedimentario completo.

Los depósitos detríticos que se extienden desde Arnao, hacia el SE., hasta más allá de Santo Firme, jalonan el antiguo margen continental; aún nos cabe la duda de que dichos sedimentos sean, en realidad, depósitos continentales, como parecen corroborarlo los lechos lignitíferos entre ellos intercalados; por otra parte, los mismos depósitos de carácter marino de La Manjoya, contienen lechos de arcillas y margas carbonosas con fragmentos de ámbar y restos de vegetales, que parecen indicar una marcada resistencia por parte del dominio continental a la invasión marina beduliense.

El aumento de potencia y cambio de facies de W. a E. es, pues, mucho más ostensible, concreto y rápido en los alrededores de Avilés que en Oviedo, puesto que en Luanco aparecen las calizas con Orbitolinas que no se encuentran, en cambio, en la zona de Oviedo y Pola de Siero.

B) LAS LAGUNAS Y LAS EPIROGÉNESIS

Las diferencias entre las facies y el carácter petrográfico de los sedimentos, indican ya por sí las frecuentes oscilaciones del zócalo de la cuenca de sedimentación durante la litogénesis. Estas oscilaciones tienen ya su antecedencia en el comienzo del Mesozoico. Ya hemos dicho que el Wealdense en La Manjoya se apoya directamente sobre el zócalo paleozoico; al Este de Pola de Siero, en cambio, lo mismo que en Arnao, Avilés y Castiello, el sustrato del Cretáceo son las margas abigarradas del Triás; más al NE. todavía, en Gijón, el Cretáceo descansa sobre el Lías.

No cabe duda, pues, que durante todo el Mesozoico este reborde continental ha estado sometido a frecuentes oscilaciones epirogenéticas sinlitogénicas que han introducido importantes modificaciones en la sedimentación. Durante el Cretáceo continúan estas epirogénesis manifestándose claramente en las lagunas estratigráficas intracretáceas: en efecto, tanto en Oviedo como en el valle de Nora, sólo han sido determinados paleontológicamente el Beduliense superior y el Turonense; no sabemos en realidad, pues, si la facies detrítica inferior es o no wealdense; en caso positivo existiría una importante laguna entre el Wealdense y Beduliense; no obstante, la más importante es la existente entre el Aptiense y el Cenomanense. En efecto, ya hemos dicho que la sedimentación aptiense se caracteriza por llenar un ciclo sedimentario completo, por lo menos el fenómeno es muy claro en Avilés-Luanco; el Beduliense superior es, por lo tanto, transgresivo, con-

servando este carácter hasta el Gargasiense, en que comienza la regresión, terminando probablemente en el Gargasiense superior o tal vez en la base del Albiense, si como provisionalmente admite Karrenberg (14) pueden existir sedimentos albienses en Asturias. No obstante, todo hace creer que durante el Albiense o por lo menos durante buena parte de él, el territorio asturiano estuvo emergido, retirándose el mar hasta la zona santanderina, hasta el Cenomanense, en que se produce de nuevo una transgresión importante; pero la transgresión cenomanense llega a Asturias tardíamente, cerca ya de los tiempos turonenses, en que se depositan las calizas de rudístidos, aunque también de manera fugaz.

Así pues, en el desarrollo de la cuenca de sedimentación cretácea de Asturias pueden admitirse las siguientes fases:

1. Epirogénesis negativa que hunde el reborde occidental de la cuenca pirenaica, iniciándose la transgresión aptiense.
2. Transgresión aptiense. Depósito de las calizas con orbitolinas de Luanco. Dominio continental o paracontinental más hacia el Sur en Oviedo y Siero, donde tienen lugar pequeñas epirogénesis de tercero o cuarto orden, que establecen una pugna entre el dominio marino y el continental.
3. Límite de la transgresión aptiense en el Beduliense superior-Gargasiense. Depósito de calizas marinas en Luanco: margas con *E. latissima* en Pola de Siero; calizas «camello» en Colloto y Oviedo.
4. Epirogénesis positiva. Regresión gargasiense-albiense. Depósito de las arenas superiores de Luanco.

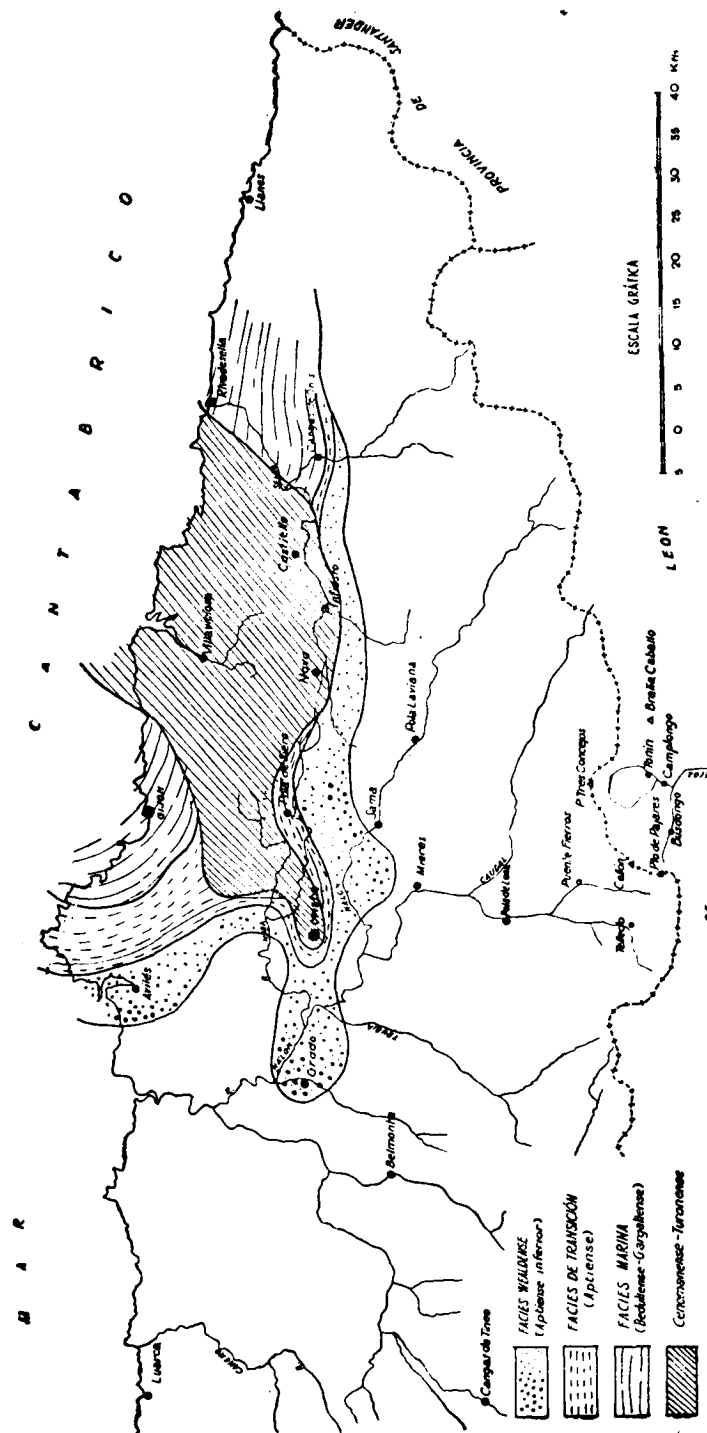


Fig. 5.—Esquema de la distribución de las grandes unidades del Cretáceo asturiano.

5. Dominio continental albiense. Paroxismo de la regresión.
6. Epirogénesis negativa cenomanense-turonense. Nueva serie transgresiva y laguna gargasiense-cenomanense superior. Etapa fugaz de carácter litoral en que se depositan las molasas con rudístidos del Picayón y las capas de Nava y de Castiello, más hacia el Este.

C) TIPO DE CUENCA DE SEDIMENTACIÓN

En otra ocasión (17 bis), ya indicamos que la cuenca mesozoica asturiana, era la terminación occidental de la cuenca de sedimentación pirenaica. También indicamos los avatares que ésta había tenido durante el transcurso del Mesozoico y la dificultad de definir en su conjunto un tipo de cuenca de sedimentación, puesto que éste ha variado en el espacio y en el tiempo. Cada episodio litogénico representa en realidad la existencia de determinadas condiciones de sedimentación, que no se repiten en el episodio siguiente.

En la base de la formación, los conglomerados cuarzosos de facies wealdense evocan la existencia de un dominio continental o paracontinental de reborde de cuenca de sedimentación; los horizontes lignitíferos son bien explícitos a este respecto. No obstante, las frecuentes intercalaciones de calizas marinas de carácter litoral, que aparecen sobre todo en la zona de Oviedo, indican el carácter pálico de la sedimentación; a veces estas calizas llevan a su vez intercalaciones de margas carbonosas con restos de vegetales y gotas de ámbar, evocando selvas de conife-

ras, situadas en el reborde costero, invadidas bruscamente por el mar.

En el Beduliense superior, la sedimentación perteneció al dominio marino; no obstante, en la zona de Oviedo y de Arnao, es decir, en el propio margen continental, los depósitos continuaron siendo eminentemente detríticos. El dominio marino persiste hasta el Gargasiense superior en que comienza la regresión. No obstante, en toda la zona reconocida, la cuenca sedimentaria no dejó de tener nunca carácter litoral, aunque con facies que varían longitudinal y verticalmente. Lo propio ocurre en el Cenomanense-Turonense, donde el carácter litoral está todavía más acentuado por la presencia de las molasas y calizas con rudístidos; en este momento hay que ir mucho más hacia el Este, para encontrar la sedimentación de aire neritoides de Nava y Castiello.

Así pues, la cuenca de sedimentación cretácea tuvo en Asturias siempre carácter de parageosinclinal en el sentido de Stille, desarrollado sobre una plataforma continental cuya profundidad no pasó nunca de los 100 metros; esta plataforma estuvo sometida a frecuentes oscilaciones epirogenéticas, causantes de las lagunas y de los cambios laterales y verticales de facies, que culminaron en el ciclo sedimentario aptiense y que más tarde provocaron la transgresión cenomanense-turonense. No obstante, durante todo el Cretáceo se mantienen con relativa constancia dos dominios sedimentarios: uno paracontinental marginal, localizado en el occidente, y otro marino, con facies litorales y neritoides según su mayor o menor proximidad al reborde costero.

Evolución efímera y sedimentación fugaz, bien distintas de las que en la misma época tenían lugar más hacia el Este, en las cuencas vasca y pirenaica.

BIBLIOGRAFÍA

1. ADARO Y MAGRO, L., y JUNQUEBA: *Criaderos de hierro de España*.—Memorias del Instituto Geológico, t. II, Asturias. Madrid.
2. BARROIS, CH. (1879): *Memoire sur le terrain crétacé du bassin d'Oviedo*. — Ann. Soc. Géol. du Nord., t. V., p. 379.—Repr.: *Scienc. géologiques*, t. X, p. 1, y Bol. Mapa Geol. de España, t. VII, págs. 115-149.
3. BUVIGNIER, MR. (1839): *Note Géologique sur les Asturies*.—Bull. Soc. Géol. de Franc. 1^{ère} sér., t. X, p. 160.
4. CARBZ, L. (1882): *Breves indicaciones acerca del sistema cretáceo del Norte de España*.—Bol. Comisión Mapa Geol. de España, t. VIII, páginas 343-48. Madrid.
5. — (1981): *Quelques mots sur le terrain crétacé du Nord de l'Espagne*.—Bull. Soc. Géol. de France, 3 ser., t. IX, p. 72-77. Paris.
6. — (1882): *Presentación des études des terrains crétacés et tertiaires du Nord de l'Espagne*.—Bull. Soc. Géol. de France, 3 ser., t. X, p. 16-20.
7. CARBZ, M. (1884): *Terrenos cretáceos y terciarios del Norte de España*.—Crónica científica, t. VII, p. 2-4, p. 19-22. Barcelona.
8. COTTEAU, G. (1880): *Note sur les echinides recuillis par M. Barrois dans le province d'Oviedo*.—Ann. de Scien. géologiques, t. X, p. 41. Repr.

- Anal. Bol. Com. Map. Geol. de España, t. VII, p. 151-157, 1 lámina. Madrid.
9. CUBTO RUI-DÍAZ, E. (1928): *Geografía y Geología tectónica del país cántabro-asturiano*. — Bol. Inst. Geol. y Min. de España, t. XLVIII, 2.ª parte, p. 7. Madrid. Repr. C. R. XIV Sesión Congreso Geológico Internacional, fasc. 4, p. 2.059. Madrid.
 10. DE FRAGA TORREJÓN, E. (1927): *Hallazgo de restos de «Palaeotherium» en los alrededores de Oviedo*. — Diario «La Voz de Asturias», 25 de marzo.
 11. GÓMEZ DE LLARENA, J. (1927): *Algunos datos sobre el Terciario continental de Oviedo*. — Bol. R. S. E. de H. N., t. XXVII, p. 219-220. Madrid.
 12. — (1929): *Sobre la pudinga de Posada*. — Bol. R. S. E. de H. N., T. XXXIV, p. 293-294. Madrid.
 13. HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1917): *Ensayo de una síntesis geológica del Norte de la Península Ibérica*. — Trab. Museo Nac. Cien. Naturales. Número 7. Madrid.
 14. KARRBNBERG, H. (1934): *Die postvariscische Entwicklung des Kantabro-asturischen Gebirges (Nordwestspanien)*. — Beitrage zur Geologie der Westlichen Maditerrangebiete. Berlín. — Reproducido en castellano. Publicaciones extranjeras sobre geología de España. C. S. I. C., Madrid, 1946; traducción de Gómez de Llarena, J., páginas 105-218, con mapas y figuras.
 15. LLOPIS LLADÓ, N. (1950): *Mapa geológico de los alrededores de Oviedo*. — Publicado por el servicio geológico del Instituto de Estudios Asturianos de Oviedo.
 16. — (1955): *Datos geotectónicos provisionales para el alumbramiento de aguas en el subsuelo de Oviedo*. — Inédito.
 17. — (1955): *Estudio hidrogeológico para alumbramiento de aguas subterráneas en los alrede-*

- dores de Noreña (Oviedo-Asturias)*. — Oviedo. Inédito.
- 17 bis. LLOPIS LLADÓ, N. (1950): *Problemas de tectónica alpídica del Pirineo. Sobre el tipo de cuenca de sedimentación*. — I Congr. Inter. de Pirin., 44 págs., 11 láminas. Zaragoza.
 18. — (1954): *Sobre la tectónica germanotípica de Asturias*. — R. S. Esp. Hist. Nat. Tom. hom. a E. Hernández-Pacheco, págs. 415-429. Madrid.
 19. MALLADA, L. (1904): *Explicación del Mapa Geológico de España*. — Mem. Com. Map. Geol. Esp., t. V, Sist. Infracr. y cret., pág. 30-45. Madrid.
 20. MENGAUD, L. (1920): *Recherches géologiques dans la région cantabrique*. — Un vol. 37 págs., XVIII láminas, un mapa, 260 figs. Toulouse.
 21. MELÉNDEZ, B. (1944): *Yacimientos de lignito cretácico en Asturias*. — Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., tomo XLII, págs. 305-316, 4 figs., 2 láms. Madrid.
 22. PAILLETE, A. (1845): *Etude sur quelques unes des roches de la province d'Oviedo*. — Bull. Soc. Géol. Franc., 2 ser., t. II, pág. 439. París.
 23. SCHULZ, G. (1834): *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*. — Madrid, 4.ª edición, 176 páginas, mapas y figuras. Edición de 1930, original, escrita en Ribadeo con fecha 1834.
 24. REGUERAL, J. G., y GÓMEZ DE LLARENA, J. (1926): *Hallazgo de restos fósiles de un mamífero terciario en Oviedo*. — Bol. R. S. E. de Hist. Nat., p. 399-406. Madrid.
 25. ROYO GÓMEZ, J.: En la sesión del 2 de febrero de 1927 de la R. S. E. de H. N., el autor comunica el resultado obtenido en el estudio de los fósiles terciarios de Oviedo; resultando ser restos de dos individuos, uno joven y otro viejo, de *Palaeotherium* del Eoceno superior.
 26. — *Decouvertes des restes de «Palaeotherium magnum» dans la Peninsule Iberique*. — C. R. Soc. Géol. du France, n. 3, p. 25-27.

27. SOLÉ, L., y LLOPIS, N. (1951): *Península Ibérica*.— I, Geografía física, t. IX de la Geografía Universal, de Vidal la Blache y L. Gallois. 1 vol., 500 págs., 186 figs. m., 96 láms., 1 mapa (Montaner y Simón, edit.). Barcelona.
28. VERNEUIL, A. DE (1849): *Sur le terrain crétacé et le terrain nummulitique des Asturies*. — Bull. Soc. Géol. Franc., 2 ser., págs. 552. Paris.

LAS CORDILLERAS BÉTICAS ×

POR 55:551.7(234.1 Cordilleras)

EDUARDO ALASTRUÉ

LAS CORDILLERAS BÉTICAS

El Cretáceo andaluz reviste características diferentes según las unidades tectónicas de las Cordilleras Béticas a las que se muestra asociado. Describiremos, pues, separadamente, los niveles cretáceos de estas distintas unidades estructurales. Conviene, por tanto, para los que no estén familiarizados con ellas, recordar antes, brevemente, la designación y caracteres de dichas unidades.

I. Breve esquema estructural de las Cordilleras Béticas

En el dominio de las Cordilleras Béticas se han reconocido bastantes elementos tectónicos, como consecuencia de las investigaciones de los geólogos holandeses de la Escuela de Delft y de Blumenthal, principalmente. Constituyen zonas longitudinales, es decir, alargadas de NE. a SO. en la dirección de los plegamientos béticos. De Norte a Sur podrían distinguirse las siguientes unidades:

A) EL PREBÉTICO

Consiste en una serie autóctona, registrada en Andalucía solamente en las cercanías de Jaén, por Blumenthal, aun cuando parece prolongarse, formando una larga faja, por la región valenciana, hasta el mar. Por el Norte queda limitada por el Neógeno del valle del Guadalquivir, y por el Sur se oculta bajo el borde septentrional del subbético, que forma una línea de ligeras cabalgaduras. Está constituida por un complejo sedimentario de facies nerítica o continental, plegado o dispuesto en escamas.

B) EL SUBBÉTICO

Está constituido por una faja de plegamientos mesozoicos y terciarios, de una anchura media de 50 Km. que desde Cádiz se extiende hasta la provincia de Alicante. Según Fallot, esta unidad cabalga a la anterior, adquiriendo los corrimientos bastante importancia desde el Guadiana Menor hacia el Este. Desde Jaén hacia el Oeste, si existen, son muy reducidos y no son observables porque el Neógeno transgresivo de la depresión del Guadalquivir recubre el borde norte del subbético. La topografía de esta zona es muy irregular, predominando una organización en «klippes» o pequeños macizos aislados. La serie estratigráfica comprende desde el Triás superior de margas irisadas hasta el Cretáceo superior.

C) ZONA BÉTICA

Al Sur de la zona subbética se dispone un extenso sector, de 50 a 80 Km. de anchura media, que desde Casares y Gaucín, en la provincia de Cádiz, se prolonga hasta la Sierra de Cartagena. Es la llamada *zona bética*, integrada por las siguientes unidades:

1. **Bético de Málaga.**—Complejo alóctono formado por pizarras cristalinas en la base, Paleozoico y Permo-Triás discordante; asimismo entran a formar parte de él las amplias intrusiones peridotíticas de la Serranía de Ronda. Por el Este, llega hasta la zona de Cogollos-Vega, en la provincia de Granada, donde se esconde bajo el gran pliegue subbético de Sierra Harana y se superpone a la unidad que le sigue en profundidad, las *Alpujárrides*. Por el Oeste deja aparecer bajo su borde —en las Sierras Prieta, Alcaparain y de las Nieves— un nuevo elemento tectónico que Blumenthal denomina las *Rondaides*. Está constituido por una potente masa de Triás alpino dolomítico fuertemente metamorfizado, y en cuanto a su significación tectónica puede considerarse equivalente a las *Alpujárrides*.

2. **Alpujárrides-Rondaides.**—Los autores holandeses reconocieron hasta tres capas de corrimiento, que por el Oeste y el Sur recubrían a la mole de Sierra Nevada, y designaron al conjunto de las mismas con el nombre de *Alpujárrides*, ya que su origen parecía situarse en la zona de las Alpujarras, entre Sierra Nevada y el Medtierráneo. Estas unidades exóticas están compuestas por una serie

de pizarras sedosas, areniscas, cuarcitas, grauvacas y, principalmente, calizas dolomíticas triásicas de facies alpina. Este conjunto descansa sobre una zona *mixta* o de *fricción* (la *Mischungzone* de los holandeses), formada por un material triturado en el que abundan los mármoles, cuarcitas, pizarras, gneises glandulares, gneises con turmalina y granate, etc., que se intercala entre los mantos alpujarreros y la mole de Sierra Nevada y que aureola a esta última unidad.

Ya hemos indicado antes cómo estos mantos alóctonos de Trías dolomítico parecen tener su correspondiente en las unidades de Trías alpino de las Rondaides, que aparecen al O. del río Guadalhorce bajo el borde cabalgante del Paleozoico de Málaga.

3. Cristalino de Sierra Nevada.—Emergiendo bajo las capas de las Alpujarrides y su yacente de la «*Mischungzone*», aparece, como en una colosal ventana tectónica, la gran mole de Sierra Nevada, que culmina en los 3.481 metros, la cota más alta de la orografía ibérica. Forma una vasta cúpula de pizarras metamórficas que, con brusquedad, desaparece por el Oeste, en unión con las Alpujarrides superpuestas, bajo el Bético de Málaga; por el Este se prolonga largamente hasta cerca de Cartagena.

Queda por mencionar un elemento estructural, diferenciado entre la zona subbética y el Bético de Málaga, por Blumenthal, al que este autor denomina «penibético». Está constituido por pliegues o escamas mesozoicos que forman el margen frontal del Bético de Málaga y pueden considerarse solidarios con él. Blumenthal distinguía, en sus primeros trabajos, un penibético «interno», otro «intermedio» y otro «externo», según su posición respecto al bético, y atribuía a esta unidad una gran extensión, pues

constituía una faja más o menos continua desde la Sierra del Pinar, en la provincia de Cádiz, hasta la Sierra Elvira, en la de Granada. Posteriormente ha restringido la aparición del penibético a la provincia de Cádiz, y ha asimilado al subbético los sectores medio y externo del penibético, de suerte que éste queda reducido al antes llamado «penibético interno».

II. El Cretáceo inferior subbético

El Cretáceo aparece en Andalucía solamente en las unidades estructurales más septentrionales, es decir, en el prebético, en el subbético y en el penibético. Por otra parte, la serie cretácea se reduce al Cretáceo inferior (desde el Neocomiense al Albense) y al superior, ya que el Cretáceo medio está mal caracterizado. Describiremos, pues, el Cretáceo inferior y superior de los tres elementos tectónicos antes mencionados y completaremos esta reseña con un breve apartado en el que trataremos de un sector especial del Cretáceo que aparece directamente vinculado al borde frontal del Bético de Málaga.

* * *

No es posible darse una idea de la constitución del Cretáceo inferior de la zona subbética sin examinar varios cortes significativos a lo largo de la misma. Describiremos, pues, varios perfiles de E. a O. del país subbético, y procuraremos, finalmente, precisar algunos caracteres generales y comunes del terreno en cuestión.

TRANSVERSAL GRANADA-JAÉN

Dando un sentido amplio a esta denominación de «transversal», incluiremos en este apartado el Cretáceo inferior reconocido en la Sierra Harana por Blumenthal y Fallot (1). En el prolongado sinclinal que forma esta sierra se conserva una serie cretácea, concordante con el Liásico y el Titónico infrayacentes, que comprende el Valangiense, el Hauteriviense y el Barremense, representados por calizas margosas fosilíferas. Localmente, la serie se completa con el Cretáceo superior en forma de calizas con *Rosalina Linnei* d'Orb.

Más al Norte, el Neocomiense había sido ya señalado por Bertrand y Kilian (2) entre Noalejo y Campotéjar, donde aparecen capas con *Aptichus*. Alastrué (3) lo registró asimismo junto a Campillo, con *Duvalia lata*, y al Norte de Valdepeñas de Jaén, en el puerto de la Cobertera, con una facies batial de calizas margosas grisverdosas. Ahora bien, el Cretáceo inferior mejor definido de esta transversal es el que se asienta en la vertiente sur de la Sierra de Jabalcuz y junto al macizo de San Cristóbal, en La Guardia, que será descrito al tratar del prebético de Jaén.

(1) Blumenthal, M., y Fallot, P.: *Observations géologiques sur la Sierra Harana entre Grenade et Guadix*.—Mem. Soc. Esp. Hist. Nat., tomo XVII. Madrid, 1935.

(2) Bertrand, M., y Kilian, W.: *Études sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et Malaga*.—Mem. Academie Sciences, tomo XXX. Paris, 1889.

(3) Alastrué, E.: *Bosquejo geológico de las Cordilleras Subbéticas entre Iznalloz y Jaén*.—Madrid, 1944.

REGIÓN DE CABRA-PRIEGO

En el amplio espacio limitado por la Sierra de Parapanda, Montefrío, Priego, Cabra, Lucena y Rute, hay extensos retazos del Cretáceo inferior, solamente conocidos a través de las sumarias descripciones de Mallada (4) y la citada obra de Bertrand y Kilian (1). Es zona poco conocida, en la que parece persistir la serie margo-caliza antes descrita, que se termina en el Barremense. Se mantiene asimismo, donde son observables los contactos con el Jurásico, la concordancia con el Titónico. Puede resultar, sin embargo, de gran interés el estudio detallado de este sector porque es posible que en él se presente el tránsito a la facies de calizas margosas azuladas, bien estratificadas, que serán descritas al Oeste del río Guadalhorce. Así, entre Montefrío y Priego, dichas calizas aparecen con fósiles del Hauteriviense al Barremense. No obstante, al Oeste de Priego, la facies margo-caliza anteriormente mencionada reaparece con abundancia de restos hauterivienses-barremenses. En este sector de Priego se muestra extensamente el Cretáceo superior de «capas rojas», al que haremos posteriormente referencia.

En Cabra, y en dirección a Rute, continúa la serie batial neocomiense ya descrita, con fósiles del Barremense, en sucesión inmediata al Jurásico superior. Subrayemos que el Aptense y el Albense están ausentes en este

(4) Mallada, L.: *Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén*.—Bol. Com. Mapa Geol. Esp., t. XI. Madrid, 1883.

—*Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba*.—Bol. Com. Mapa. Geol. Esp., t. VIII. Madrid, 1880.

conjunto; al menos, su presencia no ha sido atestiguada paleontológicamente.

REGIÓN DEL RÍO GUADALHORCE

Al Este de esta importante vena fluvial, el Bético de Málaga está jalonado en su margen norte por una faja de pliegues mesozoicos, adosada al mismo, que podría ser considerada como la parte más interna o meridional del subbético, pero en la que Blumenthal reconoce una unidad distinta, el «penibético interno». Sin entrar a discutir su independencia respecto del subbético, anotemos que esta orla mesozoica está principalmente formada de Jurásico, acompañado de Cretáceo inferior en manchones bastante extensos. Las sierras del Torcal, de Fuenfría, del Valle de Abdalajís, que constituyen este borde penibético, contienen un Cretáceo inferior con bancos de calizas arcillosas alternantes con margas, de coloración rosada o parda. Las calizas son de grano muy fino; la serie mantiene, por tanto, su carácter batial o pelágico. Pero en la Sierra del Valle de Abdalajís y, sobre todo, en el Veredón, se registra el cambio a una facies nerítica de areniscas glauconiosas. Por otro lado, el Cretáceo, que ordinariamente sucede al Jurásico, a veces descansa transgresivamente sobre el Primario.

Al Oeste del Guadalhorce, en la zona del río Turón, también aparece el Cretáceo inferior en forma de calizas de grano fino, a veces con nódulos de pirita y margas pizarreñas, en una serie que va del Valanginiense al Barremense. A veces esta serie se continúa sin interrupción hasta el Cretáceo superior; es probable que contenga entonces el Ap-

tense y el Albense, con la misma facies batial, pero su existencia no se puede acreditar con fósiles.

Más al Oeste, entre Burgo y Espildora, en una zona de singular complicación tectónica, Blumenthal (5) señala de nuevo una facies nerítica en el Cretáceo inferior, que se presentaría desde el Hauteriviense hacia arriba; en cambio la base presenta una facies batial de calizas margosas con belemnites y sílex.

ZONA DE GRAZALEMA

En esta terminación occidental de las Cordilleras Béticas continúan predominantes las calizas de grano fino, como sucede en las sierras de Ubrique y Libar. Al SO. del Peñón de los Majales se superpone a ellas una serie clásica de calizas brechosas. En la Sierra de Albarracín y al Norte de la de Zafalgar, el Neocomiense adopta sin embargo la consabida facies de margas blanquecinas con abundantes especies típicas del Valanginiense. Más hacia el Sur, la serie asciende hasta el Barremense, que se señala en El Bosque con *Desmoceras difficile*, pero no se ha podido identificar el Aptense ni el Albense.

RESUMEN

De las secciones descritas se infiere que el Cretáceo inferior de la zona subbética sucede sin interrupción ni discordancia al Titónico. El contacto con las calizas nodu-

(5) Blumenthal, M.: *Beiträge zur Geologie der Betschen Cordilleren beiderseits des río Guadalhorce*.—Eclóg. Geol. Helv. XXIII, 1930.

losas rojas del Titónico se establece mediante las calizas margosas o las margas del Berriasense.

La facies es casi siempre batial o pelágica, de tipo mediterráneo, con algún horizonte nerítico ocasional (Sierra del Valle de Abdalajís, Espildora). El Valanginiense se distingue por un conjunto de especies clásicas, que suelen encontrarse en abundancia: *Lytoceras subfimbriatum* d'Orb., *L. quadrisulcatum* d'Orb., *Neocomites neocomiensis* d'Orb., *Astieria Astieri* d'Orb., *Aptychus seranonis* Coq., etc. La zona de paso del Hauteriviense al Barremense contiene: *Acanthoplites* cf. *angulicostatum* d'Orb., *Aptychus angulicostatus*, Pict. Lor., *Phylloceras infundibulum* d'Orb., etc. El *Desmoceras difficile* d'Orb. sp., caracteriza al Barremense, que es el nivel que corona la serie.

Se ve, pues, que la igualdad de facies es muy señalada a lo largo del país subbético. Esta monotonía sólo se ve alterada hacia el Oeste de Loja, donde hay un cambio hacia una facies más pelágica de calizas de grano fino, bien estratificadas, generalmente azuladas, que suele ser propia de los sectores más meridionales del subbético.

La potencia del Cretáceo inferior subbético puede valorarse en 100 m. como máximo.

III. El Cretáceo inferior prebético

Douvillé, en su estudio del frente montañoso de Jaén (6), estableció la distinción entre un sector autóctono compuesto por unidades de «calizas claras» (sierras de la Pan-

(6) Douvillé, R.: *Esquisse géologique des Préalpes subbétiques*.—Thèse. París, 1906.

dera, Puerto Alto, Mágina) y un manto alóctono al que pertenecían otras entidades de «facies oscura» (sierras de Jabalcuz, San Cristóbal, Almadén). Blumenthal ha considerado posteriormente alóctonas tanto a unas como a otras unidades, y con las últimas, es decir, con las de «calizas oscuras», ha distinguido un nuevo elemento tectónico, al que denominó «prebético». Este «prebético» vendría a quedar, por tanto, pellizcado entre el frente del manto subbético y el autóctono situado más al Norte, formando una línea de accidentes muy dislocados, a modo de escamas.

Fallot (7), ha dado mayor amplitud a la noción de «prebético» al incluir en él cuantas unidades autóctonas o paraúctonas se hallen al Norte y por debajo del subbético. Distingue a todas estas unidades el poseer una facies nerítica o continental. Por otro lado, dicho prebético, que en la transversal de Jaén queda reducido a unas cuantas escamas paraúctonas, fuertemente empujadas por el subbético, adquiere gran volumen más al Este. Dentro de la región andaluza, forma al Este del río Guadiana Menor las grandes sierras de Cazorla, Pozo-Alcón y Segura. En cambio, al Oeste parece extinguirse bruscamente en la Sierra de Martos, muy cerca de Jaén, desapareciendo bajo el Neógeno del valle del Guadalquivir.

En los accidentes paraúctonos de las proximidades de Jaén que, en la opinión de Blumenthal, serían las sierras de Martos, Jabalcuz, San Cristóbal y Almadén, aparece un Cretáceo inferior marino, de facies batial, con abundantes ammonites. El Valanginiense es margoso y se muestra en la Sierra de Martos y junto a La Guardia con restos numerosos de *Astieria Astieri* d'Orb., *Lissoceras*

(7) Fallot, P.: *Les Cordillères bétiques*.—Est. Geol. Madrid, 1948.

Grassi d'Orb., *Lytoceras quadrisulcatum* d'Orb., etc. El Hauteriviense y el Barremense están constituidos por calizas margosas. El primero ha sido señalado por Mallada y Douvillé en la falda sur de la Sierra de Jabalcuz, con *Puzosia* cf. *hemyptycha* Kil. sp., *Crioceras majoricense* Nolan y *Leptoceras* sp. En cuanto al Barremense, ha sido registrado al Sur de la Pandera y al Oeste de Valdepeñas de Jaén, con abundante fauna de *Desmoceras*, *Phylloceras*, *Pulchellia* y *Silesites*. Más al Este, en la Sierra de Jódar—que según Fallot es ya un elemento prebético plenamente autóctono— aparece también el Neocomiense, pero con horizontes neríticos, puesto que contiene *Exogyra latissima* Lk. y varios *Toxaster*.

Al Barremense sucede, en varios de los accidentes de la zona de Jaén, el Aptense; pero éste posee siempre una facies nerítica de calizas o areniscas con *Orbitolinas*. Existe un nivel inferior con *Orbitolina lenticularis* Blumenbach y otro superior con *O. discoidea-conoidea* A. Gras. En la Sierra de Jódar el Aptense contiene Rudistos.

Finalmente, el Albense superior ha sido señalado junto a Jaén en forma de calizas arenosas y nodulosas con abundantes restos de cefalópodos y equínidos.

Al Este del río Guadiana Menor, el prebético andaluz se continúa en las sierras de Cazorla y Pozo-Alcón, sólo conocidas gracias a las investigaciones de Mallada y Fallot. En esta extensa zona montañosa parece registrarse la transición de una facies nerítica profunda a una facies zoógena, muy parecida a la del Urgo-Aptense y, posteriormente, a una facies continental. En la terminación occidental de la Sierra de Pozo-Alcón se presenta, por ejemplo, un Valanginiense con *Astieria Astieri* d'Orb. y *Lissoceras Grassi* d'Orb., al que suceden, cuando se camina hacia el NO., capas con *Toucasias*, *Requienias* y *Exogy-*

ras. Pero el tipo francamente zoógeno, parecido al urgoniense, sólo se da cerca de Cazorla, más al Norte. En posición algo más septentrional aparecen después formaciones continentales, consistentes generalmente en margas abigarradas con Rudistos y gasterópodos.

IV. El Cretáceo superior subbético

Dos facies distintas predominan en el Cretáceo superior de la zona subbética y de su anejo del «penibético interno», al que antes hemos hecho referencia: una facies pelágica de margas blancas y rojas, similar a las conocidas «couches rouges» de los Préalpes suizos, y otra facies «flysch» que se presenta es el sector más occidental de las Cordilleras Béticas.

La primera es, con mucho, la más extendida, pues se la encuentra desde Sierra Harana hasta las Sierras de Ubrique. Consiste en margas o calizas margosas blanquecinas subordinadas a otras de coloración rosada que, carentes de fósiles macroscópicos, pueden ser identificadas por su microfauna, en la que son típicas las *Rosalinas*. Su edad, según acreditan los foraminíferos que contiene, abarca desde el Turonense al Maestrichtense. Fallot encontró en estas formaciones, cerca de Priego (8), un equínido, el *Echinocorys ovatus* Leske var. *porosa* Lambert, que confirma su edad senonense.

(8) Fallot, P.: *Sur les marno-calcaires rouges sénoniens des environs de Priego de Córdoba*.—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. T. XXVIII. Madrid, 1928.

Es probable que dicho nivel sufra algún cambio local de facies, pues en varios puntos de la provincia de Jaén señala Mallada (9) calizas gredosas con nódulos de sílex que contienen *Echinocorys vulgaris* Leske y que serían equivalentes a las citadas «capas rojas». Asimismo, en la cuenca del río Turón, en Ardales, y por tanto en el llamado «penibético», se encuentran calizas arcillosas de grano muy fino, en las que abundan las *Globigerinas*, las *Textularias* y, sobre todo, la *Rosalina Linnei* d'Orb., que define su edad. Este horizonte sería también homólogo al de las «capas rojas». Señalemos, finalmente, la curiosa formación bituminosa dada a conocer por Hernández-Pacheco (F.), en la Serranía de Ronda, donde, en la zona de Alpandeire y Atajate, junto al contacto con el Bético de Málaga, las margas y calizas cretáceas contienen lechos de pizarras bituminosas con restos de peces que, según dicho autor, atestiguarían el Senonense.

La facies «flysch» se encuentra en el Campo de Gibraltar y en algunos sectores del subbético, hasta el valle del río Genil. En esta serie, formada por areniscas, brechas y margas alternantes, antes atribuidas al Eoceno exclusivamente, hay niveles cretáceos, descubiertos por Robaux (A.) La variada microfauna recogida pertenece al Santoniense, Campaniense y Maestrichtense. Esta formación nerítica pasa gradualmente, al dirigirse hacia el exterior de la zona subbética, es decir, hacia el N. o el NO., a la facies pelágica de las «capas rojas».

(9) Mallada, L.: Mem. cit. de Jaén.

V. El Cretáceo superior prebético

Según hemos visto, el Albense superior (Vraconiense) se presentaba en las cercanías de Jaén en forma de calizas sabulosas y nodulosas con abundantes equínidos (*Echinoconus Cairoli* Cott., *Discoidea Peironi* Lamb., *Hemiasiter Fourneli* Desor., etc.) y cefalópodos (*Stolickaia dispar* d'Orb., *Inflatoceras inflatum* Sow., *Puzosia* cf. *Stolickaia* Kossmat, etc.). Como la serie continúa sin interrupción aparente hasta coronarse por el Senonense y el Maestrichtense es verosímil que se hallen presentes en ella el Cenomanense y el Turonense, pero no se han encontrado fósiles de estos pisos. Sólo en Cabeza Prieta, junto a Mancha Real, ha sido identificado, desde antiguo, el Cenomanense con *Discoidea cylindrica* Ag., por Nicklés (10).

El Senonense adopta, en los accidentes parautóctonos de la región de Jaén, una facies de calizas compactas blancas, algo amarillentas, a veces oolíticas, muy distinta de la de «capas rojas» de la zona subbética. En ellas se ha encontrado también el *Echinocorys vulgaris* Leske. A este piso suceden calizas grisamarillentas, muy arenosas, del Maestrichtense, que, en Pegalajar, contienen *Echinocorys tenuituberculatus* Leym.

En la Sierra de Cazorla y al NO. de este pueblo, ha sido registrado por Fallot el Senonense en dolomías con foraminíferos del género *Orbitella*, que yacen bajo calizas de Hippurites. Más al Este, en la zona de Santiago de la

(10) Nicklés, R.: *Recherches géologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de la province d'Alicante et du sud de la province de Valencia.*—Thèse. Paris, 1891.

Espada y Pontones, el Cenomanense ha sido identificado con una facies de margas arenosas que contienen *Orbitolina plana* d'Orb. y *Neithea quinquecostata* Sow. Sobre estas margas descansa una potente serie de calizas azoicas que seguramente comprenderá el Turonense y el Senonense.

Tanto el Senonense de Cazorla como el Cenomanense del sector Santiago de la Espada-Pontones, adoptan, como se ve, facies neríticas que, una vez más, ponen de manifiesto su carácter de formaciones de aguas poco profundas, en contraste con las series batiales o pelágicas propias de la zona subbética.

VI. El Cretáceo superior asociado al Paleozoico del Bético de Málaga

Queda por mencionar un Cretáceo superior de carácter especial por su posición tectónica, aun cuando su extensión superficial es reducida. Es un Senonense de facies flysch que se muestra vinculado al Bético de Málaga, sobre cuyo borde descansa transgresivamente. Ha sido señalado en Colmenar, es decir, casi en la transversal de Málaga, pero está representado principalmente en la región de Álora y Casarabonela, al O. del río Guadalhorce. En Colmenar, Robaux (11) cita capas de flysch constituidas por areniscas y margas pluricolores con *Rosalina Linnei* d'Orb. y *Gumbelina excavata* Cushman., que reposan directamente sobre el Paleozoico que constituye el borde de

(11) Robaux, A.: *Sur la présence du Crétacé supérieur sur le Paléozoïque du Bétique de Malaga*.—C. R. Ac. Sc., tomo 202. París, 1936.

la masa del Bético malagueño. Es una facies sumamente parecida a la del flysch de la zona subbética que caracterizaba a la zona del Campo de Gibraltar.

Esta franja de flysch transgresivo sobre el Paleozoico plantea difíciles problemas tectónicos que no es del caso considerar aquí. El principal de ellos sería explicar cómo este Senonense nerítico, que avanzó sobre las tierras paleozoicas que luego habrían de formar el manto de Málaga, no se muestra transgresivo sobre algún sector de las Alpujárrides o las Rondaides que, como se sabe, constituyen el elemento estructural subyacente al bético; pues el hecho es que en ningún punto de las mismas se han encontrado retazos del mencionado flysch.

VII. Resumen general

Tratemos ahora de condensar en unas breves conclusiones los datos de la reseña anteriormente expuesta. Nos servirá para ello de guía, así como nos ha sido de inestimable utilidad para los precedentes análisis, el completo trabajo de Fallot sobre el Cretáceo de las Cordilleras Béticas (12).

El Cretáceo andaluz se localiza en las zonas longitudinales que corresponden al subbético, penibético («penibético interno» de Blumenthal) y prebético, hallándose ausente en los demás elementos estructurales de las Cordilleras Béticas (bético de Málaga, Alpujárrides-Rondaides,

(12) Fallot, P.: *El sistema cretácico en las Cordilleras Béticas*.—Cons. Sup. Inv. Cient. Madrid, 1943.

cristalino de Sierra Nevada). Tan sólo, aparte de esta distribución, hay que tener en cuenta un Cretáceo superior que aparece adosado al frente del Paleozoico del Bético de Málaga.

La parte media de la serie cretácea (desde el Albense al Turonense), no aparece bien identificada en Andalucía, de modo que sólo queda por considerar el Cretáceo inferior y el superior de las dos unidades estructurales antes citadas: el subbético y el prebético.

En la zona subbética el Cretáceo inferior se inicia en el Berriasense y se deposita en concordancia sobre el Titónico. La serie se continúa hasta el Barremense, estando ausentes el Aptense y el Albense en toda la región subbética. La facies de estos sedimentos es batial o pelágica y consiste generalmente en margas o calizas margosas con faunas típicas, que se continúan con gran constancia. Sólo ocasionalmente hay algún nivel nerítico, formado principalmente por areniscas, como sucede en la Sierra del Valle de Abdalajís. Al Oeste de Loja se presenta un cambio de facies con la transición a un horizonte pelágico de calizas arcillosas de grano muy fino, bien estratificadas, generalmente de tono azulado, que caracteriza a los sectores más internos de la zona subbética.

El Cretáceo superior subbético presenta una monotonía de facies aún mayor que el inferior. La mayor parte del mismo está constituido por margas o calizas margosas blanquecinas o rosadas (las «capas rojas», que tanta continuidad tienen a lo largo del surco sedimentario de Theys) con foraminíferos, entre los que son típicos las Rosalinas. Es, pues, una facies de mar hondo, de tipo mediterráneo. También en el Campo de Gibraltar, y en algún sector del subbético, se presenta una facies nerítica de flysch, cuya fauna microscópica le asigna una edad seno-

nense-maestrichtense. Las «capas rojas» abarcan los niveles desde el Turonense al Maestrichtense.

En el prebético, el Cretáceo inferior es marino en las proximidades de Jaén, pero en las sierras de Cazorla y Pozo-Alcón comienzan a aparecer facies zoógenas y continentales, que predominan más al Este, pues al parecer hubo un continente emergido en la zona prebética desde Cazorla hasta Valencia. El Cretáceo inferior de la región de Jaén es una serie batial de margas con abundantes ammonites, que va desde el Valanginiense al Barremense. El Aptense es nerítico y contiene Orbitolinas y Rudistos.

En las sierras de Cazorla y Pozo-Alcón se pasa de una facies nerítica profunda a una facies zoógena con arrecifes de Toucasias y Requienias parecida a la del Urgo-Aptense. Más al Norte se señala el tránsito, como se ha dicho, a un Wealdense continental que ha de prolongarse largamente por el Este.

La serie del Cretáceo superior en las montañas prebéticas próximas a Jaén comprende desde un Vraconiense de margas sabulosas y nodulosas, pasando por un Cenomanense y un Turonense mal definidos, a un Maestrichtense constituido por calizas arenosas amarillentas. En las sierras de Cazorla hay una facies nerítica de margas con Orbitolinas en el Cenomanense, encima del cual reposan, no bien determinados, el Turonense y el Senonense.

En cuanto al Cretáceo superior asociado al Bético de Málaga, se trata de una franja de flysch transgresivo sobre el Paleozoico, de edad senonense.

Al final del Maestrichtense hay una regresión general y el Danés no se presenta ya en las Cordilleras Béticas.

Aun cuando es incierto el cálculo de la potencia del

Cretáceo superior, por hallarse sus capas muy plegadas, podría cifrarse en un máximo de 150 metros.

A continuación acompañamos un cuadro en el que se resumen las características estratigráficas de las zonas estudiadas.

	ZONAS SUBBÉTICA Y PENIBÉTICA				Campo de Gibraltar	Zona BÉTICA Málaga-Colmenar-Álora	ZONA PREBÉTICA				
	Transversal Granada-Jaén	Transversal Loja-Priego-Cabra	Transversal del río Guadalhorce	Sector occidental Ronda-Grazalema-Ubrique			Sierras de Cazorla y Pozo-Aleón	Zona de Jaén			
Maestrichtense.					Flysch Turonense-Maestrichtense.	Flysch senonense asociado al Primario y transgresivo sobre él en Colmenar.	?	Calizas arenosas amarillentas con <i>Echinocorys tenuituberculatus</i> .			
Senonense.....	«Capas rojas» de Sierra Harana	«Capas rojas» de Priego.	«Capas rojas» de El Chorro	«Capas rojas» con <i>R. Linnei</i> . Capas bituminosas de Al-pandeire y Atajate. Calizas arcillosas de Ardales con foraminíferos.			Dolomías con <i>Orbilla</i> sp. Capas de <i>Hippurites</i> .	Calizas compactas blancas con <i>Echinocorys vulgaris</i> .			
Turonense.....	?	Posible continuidad de la serie.	Laguna probable.	Probable continuidad de la serie.			?	?	Continuidad muy probable.		
Cenomanense..	?						Laguna probable.	Probable continuidad de la serie.	?	Margas arenosas con <i>Orbitolina plana</i> y <i>Neithea quinquecostata</i> (Santia-go de la Espada).	Calizas con <i>Discoidea cylindrica</i> de Cabeza Prieta.
Albense.....	?								Laguna probable.	Probable continuidad de la serie.	?
Aptense.....	?				Laguna probable.	Probable continuidad de la serie.					?
Barremense...	Calizas margosas con <i>Desmoceras difficile</i> .	Calizas margosas con <i>Aptychus angulicostatus</i> .					?	Margas con <i>Exogyras</i> , <i>Trigonias</i> y <i>Toucasias</i> .	Margas con <i>Pulchellia</i> , <i>Silesites</i> y <i>Desmoceras difficile</i> , de Valdepeñas.		
Hauteriviense.	Serie continua batial de margas y calizas margosas con Ammonites de Sierra Harana, Noalejo, Valdepeñas, etc.	Calizas margosas batiales ammonitíferas de Priego-Cabra. Calizas margosas finas de Montefrío-Loja.	Calizas arcillosas batiales estratificadas alternantes con margas. Areniscas glauconiosas de la Sierra del Valle de Ab-dalajís y del Veredón.	Calizas arcillosas estratificadas del río Turón que pasan lateralmente a calizas margosas. Margas blanquecinas con Ammoni-tes piritosos de la provincia de Cá-diz. Facies clásica del Peñón de los Ma-jales.	?	Neomiense transgresivo sobre el Paleozoico de Casarabonela.	Facies nerítica con lamelibranquios. Facies continental hacia el NO.	Margas con Ammonites del Jabal-cuz. Facies nerítica en la Sierra de Jódar.			
Valanginiense..					?		Margas con <i>Astieria Astieri</i> y <i>Lissoceras Grassi</i>	Margas blanquecinas con Ammoni-tes piritosos de La Guardia.			
Berriasense ...					Calizas margosas.						