

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

EXPLICACIÓN

DE LA

HOJA N.º 418

MONTBLANCH

(LÉRIDA, TARRAGONA, BARCELONA)



MADRID

TIP.-LIT. COULLAUT
MANTUANO, 49

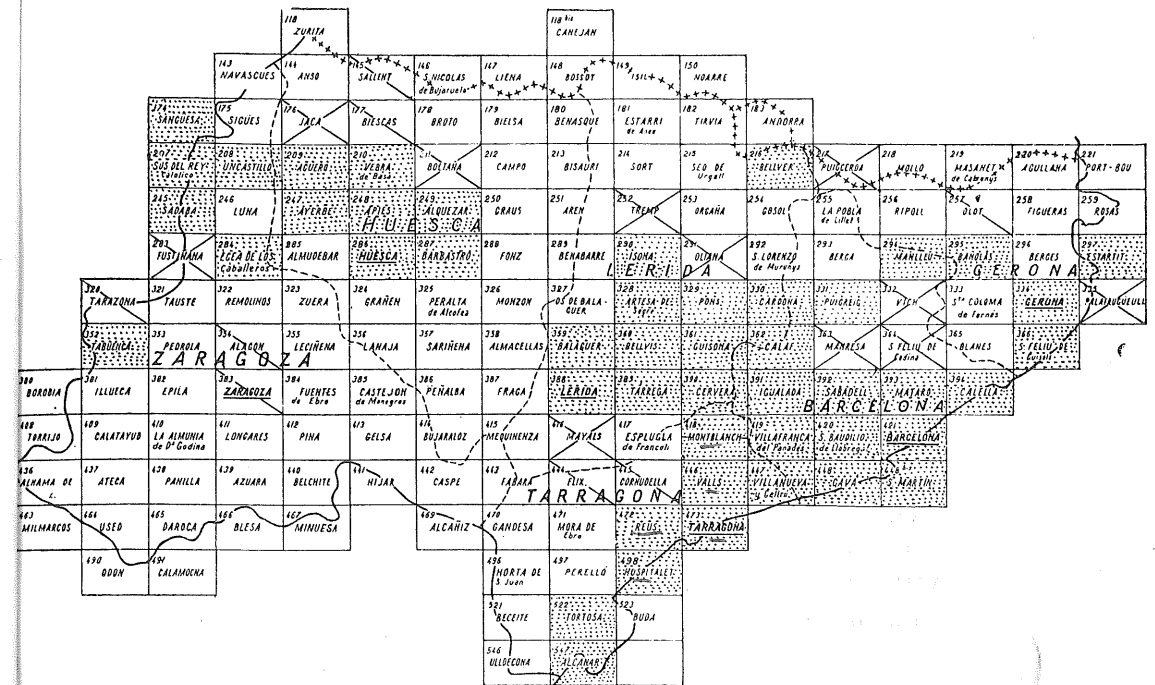
1956

TERCERA REGIÓN GEOLÓGICA

SITUACIÓN DE LA HOJA DE MONTBLANCH, NÚMERO 418

Esta Memoria explicativa ha sido estudiada y redactada por los Ingenieros de Minas D. ANTONIO ALMELA, y D. JOSÉ M.^a RÍOS, Dr. D. LUIS SOLÉ (Catedrático de la Universidad de Barcelona) y D. JOSÉ DARDER (Licenciado en Ciencias Naturales).

El Instituto Geológico y Minero de España hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus Publicaciones son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos.



Publicada En prensa En campo

PERSONAL DE LA TERCERA REGIÓN GEOLÓGICA:

Jefe..... D. Antonio Almela.
 Subjefe ... D. Agustín de Larragán.
 Ingeniero D. Augusto de Gálvez-Cañero.
 Ingeniero D. Rafael Sánchez Lozano.

ÍNDICE DE MATERIAS

	Páginas
I. Antecedentes y rasgos geológicos	5
II. Geografía física	9
III. Estratigrafía	15
IV. Petrografía	43
V. Tectónica	47
VI. Morfología	71
VII. Hidrología subterránea	79
VIII. Minería y canteras	83
IX. Bibliografía	87

I

ANTECEDENTES Y RASGOS GEOLÓGICOS

Enclava la Hoja de Montblanch en el extremo Noreste de la provincia de Tarragona, cuyo límite con la de Barcelona aparece momentáneamente por dos veces en el borde oriental y en el ángulo Noreste, delimitando pequeñas porciones de esta provincia que todavía quedan comprendidas dentro de los límites de la Hoja.

En ella está contenida una pequeña parte de la Cordillera Prelitoral Catalana, que delimita al Norte una reducida porción de la Cuenca del Ebro, constituida por la Conca de Barbará, y al Sur la porción más septentrional del famoso Campo de Tarragona, depresión que se extiende hasta el Mediterráneo.

Desde el punto de vista geológico, la primera noticia que tenemos, referente a estudios en la provincia de Tarragona, se debe a Bauzá (9), que da una breve reseña, de poco interés en estos momentos. Más tarde, Mallada, en 1889, publica la descripción geológica de la provincia de Tarragona (22), y la representa por primera vez en un mapa a escala 1:400.000. La clara visión de este ilustre geólogo, descubre una serie de datos interesantes y de gran utilidad para nuestras actuales interpretaciones. Delimita ya el Paleozoico (Siluriano), en el que señala la existencia de rocas eruptivas ácidas, Triásico, Eoceno y Mioceno, denominación esta última que da al Oligoceno de la Cuenca del Ebro. Da una descripción bastante detallada del Eoceno del río Gayá, con una larga lista de fósiles, y tiene notables aciertos, al lado de curiosos errores. Así, por ejemplo, señala la caliza de Alveolinas descansando sobre el Triás y ve el Eoceno lacustre con sus nódulos de pedernal, pero lo confunde por su facies con el Garumnense, a pesar de que encima vuelve a encontrar el Eoceno fosilífero. En cambio, este mismo tramo rojo, en Vilavertr, lo atribuye al Mioceno, cosa perfectamente explicable dada la concordancia

existente con el Oligoceno de Montblanch. Así pues, es la primera representación cartográfica y los primeros datos geológicos útiles que poseemos de nuestra Hoja.

Posteriormente ya no tenemos noticia de ningún trabajo que se refiera a nuestra Hoja, hasta 1920, que publica Vilaseca (33), un estudio muy interesante sobre la estratigrafía del Triásico, en el que describe los distintos niveles del Trías, de esta cordillera.

Schriel (34), en 1927, publica su trabajo, en cuyo mapa a escala 1:800.000 queda comprendida nuestra Hoja. Dado lo reducido de la escala, el mapa no nos ofrece ningún dato aprovechable, si bien el texto contiene referencias de interés sobre la estratigrafía y tectónica regionales. Establece el límite entre el Trías y el Terciario mediante una falla continua con cabalgamiento, cosa que, como luego veremos, no está de acuerdo con nuestra interpretación.

También Llopis (20), en 1947, publica un trabajo sobre estas sierras, que comprende toda la superficie de la Hoja, y si bien la escala de su mapa no le permite entrar en muchos detalles, el texto y los croquis que lo ilustran ofrecen datos sobre la estratigrafía y disposición tectónica de los terrenos secundarios y terciarios.

Por último, en 1953 y 1954, dos de nosotros publicamos varios trabajos (1, 2, 32), describiendo la curiosa variación de facies del Eoceno y su terminación meridional, y la estratigrafía del Triásico de Santa Perpetua y las fallas escalonadas que lo afectan, y la Srta. Virgili, en 1955, otro muy interesante (39), sobre el Muschelkalk catalán.

Con esto terminan los trabajos geológicos de que tenemos noticia, que se refieren directamente a alguna parte de nuestra Hoja, pero existen otros muchos que tratan de problemas semejantes en zonas próximas y que por lo tanto tienen interés como referencia para el estudio de las características de la Hoja. Bataller, Almera, Faura y Sans, Depéret, Virgili y Julivert, etc., han publicado abundantes trabajos referentes en especial a la estratigrafía de los terrenos secundarios y terciarios, que pueden verse en la Bibliografía que acompaña a este texto y en la de la explicación de la hoja de Villafranca del Panadés. También son de interés las hojas ya publicadas, limítrofes o muy próximas, como son la que se acaba de citar y las de Villanueva y Geltrú, Valls, Igualada, Cervera y Tárrega.

La flora oligocena encontrada en Sarreal ha sido estudiada por Depape (8) y recopilada después, junto con la de otros yacimientos, en la hoja de Cervera (25).

Finalmente, dentro de los límites de la Hoja, se encuentra una mina de bauxita, siendo bastante abundante la bibliografía sobre las bauxitas catalanas de Bataller (7), Faura y Sans (11, 12, 13), Siñeriz (16) y San Miguel (35, 36),

pero sólo en estos últimos autores hemos visto referencias a la mina de nuestra Hoja.

* * *

La geología de esta Hoja, aunque no ofrece una gran complicación, presenta, no obstante, interesantes particularidades que conviene hacer resaltar.

La estratigrafía es bastante variada, y dentro del ámbito de la Hoja se encuentran representadas las distintas eras geológicas, aunque con desigual importancia.

El Paleozoico aflora en la vertiente meridional de la Sierra de Miramar, constituido por pizarras, calcoesquistos y cuarcitas del Ordoviciense, ampolitas y calizas del Gotlandiense-Devoniano y pizarras y areniscas del Carbonífero. No se han encontrado fósiles, pero por la semejanza litológica con otros afloramientos mejor datados, se ha podido establecer la equivalencia.

El Secundario, representado casi exclusivamente por el Triásico, forma una extensa faja que ocupa las cumbres de la Sierra de Miramar, y que al llegar al torrente de Rupit se desparrama por todo el tercio oriental de la Hoja, recubierto a veces por otros terrenos más modernos.

Se compone el Triásico de sus tres niveles clásicos. El Bunt, con conglomerados, areniscas y margas rojas; el Muschelkalk con dos niveles calizo-dolomíticos separados por otro de margas rojas, areniscas de este mismo color e hiladitas de yeso, y el Keuper con calizas margosas tableadas en la base y margas rojas y verdes coronadas por algunas carniolas. Esta composición es muy semejante a la que se vió en la contigua hoja de Villafranca del Panadés.

El Cretáceo está tan sólo representado por un pequeño afloramiento de calizas y dolomías del Eocretáceo, que constituyen el Monte Atalaya, situado en el ángulo Sudeste de la Hoja y que prolonga una mucho más extensa mancha que se esparce por la hoja antes citada.

Sobre el Triásico y en afloramiento extenso y continuo, acompañado de algunas manchas aisladas, se encuentra la serie eocena, aparentemente concordante con aquel terreno.

Se compone el Eoceno de un nivel inferior de caliza de Alveolinas, sobre el que se encuentra una serie lacustre de margas rojas y calizas grises, que con frecuencia tienen abundantes nódulos de pedernal, algunos de colores vivos. Sigue a este nivel un paquete ya marino de margas y areniscas fosilíferas, que culmina en unas capas de caliza arenosa. Esta serie marina se hace más detrítica hacia el Sudoeste, y al llegar al torrente de Rupit desaparece, así como la caliza de Alveolinas, no quedando más que el paquete lacustre que se continúa sin interrupción hasta más allá del límite de la Hoja.

Sobre el Eoceno y en serie continua, se encuentra el conjunto Ludiense-Oligoceno, de facies lacustre, constituido por la clásica alternancia de margas rojas, areniscas rojas o grises y conglomerados poligénicos en mayor o menor proporción, que en Valdosera llegan a constituir casi la totalidad de la masa del monte.

En Pla de Cabra y Pont de Armentera se encuentra una extensa mancha, que enlaza con el Campo de Tarragona, constituida por margas y conglomerados del Mioceno lacustre, en posición horizontal o muy tendida.

Varias pequeñas manchas de Cuaternario, constituido por terrazas, travertinos y otros depósitos, se encuentran en algunos ríos y sobre el Mioceno citado.

Respecto a la tectónica, el conjunto Triásico-Eoceno está afectado por una serie de anticlinales y sinclinales, complicados con frecuentes fallas. De éstos, el anticlinal situado más al NO. se hace más violento, llegando en la Sierra de Miramar a volcarse sobre el Oligoceno del Valle del Ebro. Este último forma un gran monoclinal muy suave y el Mioceno del Campo de Tarragona, subhorizontal, es una fosa de hundimiento premiocena, en que los niveles más altos son transgresivos y fosilizan las fallas que limitan la cuenca.

II

GEOGRAFÍA FÍSICA

De una sola ojeada es posible abarcar casi toda la extensión comprendida en la Hoja n.º 418, Montblanch (*), y la diversidad de sus zonas geológicas y de paisaje. Basta escoger, al efecto, alguno de los magníficos miradores con que culmina la llamada Sierra de Miramar, como el vértice Cogulla, encima del pueblo abandonado que da nombre evocativo a la sierra. Estos relieves de dirección NO.-SE. forman una estrecha arista que se eleva por encima de los 800 metros de altura (Tossal Gros, 864 m.) y cruzan la parte central de la Hoja.

Al pie de sus riscos calcáreos, descarnados, se extiende por el Sur el gran llano, en cuyo extremo costero se halla emplazada la antigua Tarraco, denominado el Campo de Tarragona, o simplemente el *Camp* por antonomasia. Es una vasta llanura de contorno circular, rodeada de altas montañas y abierta suavemente hacia el mar. Se trata de una depresión tectónica colmatada por sedimentos miocenos horizontales, apenas hendidos por los ciclos de erosión más recientes. Tierra rica, densamente poblada ya en tiempos romanos, con sus laderas escalonadas por los cultivos de la clásica trilogía del secano mediterráneo (500 mm. de precipitación anual por término medio): el trigo, la vid y el olivo, que en el centro alternan, gracias al regadío, con magníficas plantaciones de avellanos, que constituyen la gran riqueza del país. Sobre esta tierra llana, una red de carreteras muy densa facilita las comunicaciones entre sus diversas casas de campo, los numerosos y grandes pueblos que sal-

(*) La grafía Montblanch, como la de Vich, procede de la ortografía catalana antigua. Ni la fonética castellana y la ortografía catalana moderna exigen esa *h* final que se presta a errores de pronunciación. No obstante, por respeto a la forma oficial, seguimos manteniendo en el texto la forma catalana antigua. Igualmente conservamos en otros varios nombres la grafía oficial, distinta de la catalana.

pican la planicie y los importantes centros urbanos de Reus, Valls y Tarragona. Los límites de la Hoja encuadran (fig. 1) el borde Norte de esta feraz comarca tarraconense, con los pueblos de Pla de Cabra y Pont d'Armentera y en su inmediato borde Sur está la villa de Valls, que constituye un buen centro próximo para el estudio del sector meridional. El único accidente de esta perfecta llanura es la incisión abierta por el Río Gayá, a cuya vera se halla el célebre monasterio cisterciense de Santes Creus, parejo al de Poblet, hoy pequeño foco veraniego, buen centro de excursiones para el sector oriental de la Hoja.

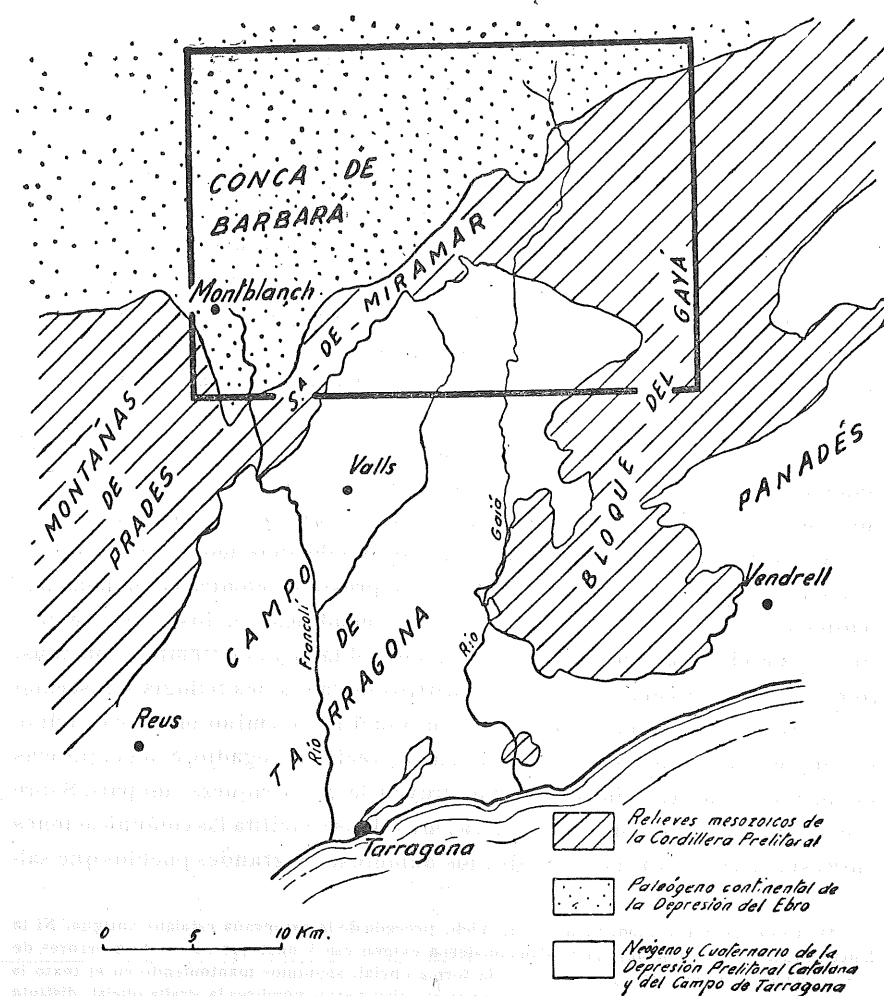


Fig. 1.—Situación de la Hoja n.º 418 en relación con las regiones naturales.

Al Norte de la Sierra de Miramar se extiende otra comarca deprimida, pero de características distintas, *La Conca de Barberá*, nombre que debe a su forma de hoya («conca», esto es, cuenca en catalán), labrada por erosión del río Francolí en la serie de materiales relativamente blandos del Oligoceno que rellenan la depresión del Ebro. En el centro, el pequeño pueblo de Barberá, encastillado en un cerro, proporciona denominación específica a la comarca. El estrecho portillo de la Rotxela, surcado por el Francolí, cerca de La Riba, y abierto por un accidente tectónico a través del cordal de la Sierra de Miramar, pone en comunicación el Campo de Tarragona con la Conca de Barberá; brecha aprovechada también por la carretera y el ferrocarril de Lérida a Tarragona y Reus. Otro portillo también de origen estructural, forma el llamado Coll de Cabra (480 m.), paso obligado asimismo de las comunicaciones fáciles entre ambas comarcas.

El contraste de paisaje entre ellas es fuerte. A las amables tonalidades del paisaje, mediterráneo por excelencia, del Campo, se opone el aspecto más austero, más ibérico, de la Conca, todavía matizado por la influencia de las proximidades del mar, aun cuando la pantalla de la Sierra de Miramar es un obstáculo suficientemente destacado para imprimir un cierto sello continental al clima de la Conca; así, frecuentemente, en invierno, mientras el sol luce sobre el ámbito templado del Campo, en la hondonada de la Conca se espesa la niebla, que se vierte flúida por los portillos citados y aun desborda las cumbres de la sierra, lanzando la «peluda», como en el país se la llama, su hálito frío sobre las tierras bajas tarraconenses. La Conca constituye en su aspecto morfológico un vasto anfiteatro en gradería, labrado por la erosión de las aguas del Francolí a través de la alternancia de duros bancos calizos y areniscosos con las arcillas y margas del Oligoceno, de vivos tonos rojizos. Sus rellanos, bien aprovechados por los tres cultivos clásicos de los países mediterráneos, y allá, hacia Occidente, al pie de las sierras de Prades que se perfilan a lo lejos, por la cinta verde de las huertas que flanquean el paso del Francolí. La pequeñez de los pueblos, de mil a dos mil habitantes por término medio, denuncia la mayor austeridad de la vida rural, mientras su posición casi siempre encastillada y la misma toponimia: Montblanch de la Marca, Guardia dels Prats, Blancafort, nos hablan de su papel defensivo, como marca o extremadura avanzada en tiempos de la Reconquista. Montblanch, la capital de la comarca, es una pequeña villa mercado (4.421 hab.), emplazada sobre la ruta nacional del Francolí, que conserva importantes aspectos artísticos dentro de sus murallas, perfectamente conservadas, las cuales imprimen a la histórica villa un aire medieval.

Hacia el sector oriental de la Hoja, la Sierra de Miramar enlaza con otro gran conjunto montañoso, de relieve algo intrincado, desarrollado a los lados

del Río Gayá. Se trata de un robusto espolón montañoso que se eleva cerca de los mil metros de altitud (Montagut, 962 m.; Montmell, 861 m.) y que los geólogos han bautizado con el nombre de *Bloque del Gayá*. Tierras poco hospitalarias a causa del desarrollo de las calizas triásicas, cubiertas en buena parte por garrigas y bosques. Únicamente en las bandas estrechas del fondo de los pliegues, ocupadas por los niveles margosos del Triás, es posible el cultivo, con cereales, algo de vid y unos cuantos frutales y patatas. Tierra sin poblados, explotadas por masías aisladas, cuyo nexos social en la época de las comunicaciones difíciles se ejercía a través de la iglesia parroquial, muchas veces solitaria en medio del bosque, pero que ha actuado como centro de gravedad de un área extensa, Montagut, Les Ordres, Bonany, Celma, Albá, etc. Hoy, con el despoblamiento de la montaña, estos núcleos rurales se han ido abandonando. Celma, que llegó a contar hasta hace pocos años con más de un centenar de habitantes (una tercera parte agrupados en la parroquia), varios talleres y tiendas y dos escuelas, ya no existe; Salmellá se halla abandonado; de Montagut no existe más que la parroquia, pero sin culto; del Albá han desaparecido casi las paredes. Sólo algunos pueblos mejor situados agrícola y sobre todo próximos a las vías de comunicación (Querol, 511 habitantes), resisten la impetuosa corriente del éxodo rural que ha desolado la montaña.

Cuatro grandes aspectos del paisaje, que constituyen otras tantas unidades geográficas, determinadas por una estrecha subordinación a la geología. El Campo es una depresión tectónica, el extremo Sur de la larga Depresión Prelitoral, fraguada en el interior del conjunto montañoso del llamado Macizo Catalán; los sedimentos miocenos que la rellenan explican la forma horizontal de la llanura y la fertilidad de sus tierras. Las sierras de Miramar y el Bloque del Gayá forman parte de la Cordillera Prelitoral, integrante del doble Sistema Costero Catalán; sus formas descarnadas se explican por el predominio de las calizas triásicas replegadas. La Conca de Barbará forma parte de la gran depresión terciaria del Ebro, formada esencialmente en este sector por el Oligoceno, en cuyos materiales la erosión del Francolí ha excavado una gran cabecera en anfiteatro, cuyas aguas vierten así al Mediterráneo gracias al portillo diseñado por la tectónica en el congosto de la Riba.

El mejor conocimiento de estas unidades no hará sino reafirmar la recia personalidad de aquellos conjuntos geográficos que tan indeleble llevan la impronta geológica.

Para recorrer la región son recomendables, como centros: Montblanch para el sector de la Conca de Barbará, villa que además del ferrocarril posee

comunicaciones diarias por autobús con casi todos los pueblos de la comarca; Valls, con las mismas facilidades de comunicación y alojamiento para los pueblos del Campo de Tarragona; y Santes Creus, que comunica diariamente con la última población citada y con la estación de Calafell y dispone también de un pequeño hotel.

III

ESTRATIGRAFÍA

Paleozoico

En la parte central de la Hoja, al pie de la Sierra de Miramar, se extienden tres afloramientos paleozoicos, estirados en dirección NE.-SO., los cuales forman el núcleo de la bóveda anticlinal de dicha sierra. El afloramiento más septentrional asoma en las inmediaciones de Can Vallet, como un ojal rodeado de Trías; el central se extiende por Fontscaldetes y el torrente de Rupit o de les Bruixes; y el más meridional y extenso va desde la zona de Cabra del Campo hasta el borde meridional de la Hoja.

Este Paleozoico apenas se halla estudiado en publicaciones anteriores. De una manera vaga, e igual que el resto del Paleozoico tarraconense, fué atribuido al Siluriano por los primeros autores del mapa geológico en escala 1:400.000: Bauzá, Gombau y Mallada. Posteriormente Font y Sagué citó el Gotlandiense, por su facies, pero sin argumentos paleontológicos. Y Ashauer y Teichmüller señalan de paso la presencia del Siluriano superior y Devónico.

El único estudio minucioso de este Paleozoico es el de Manuel Julivert (19) del que extractamos interesantes datos.

Ni en la zona cartografiada, ni en sus inmediaciones, se ha hallado ningún fósil, pero sus facies son muy semejantes a las del resto del Paleozoico catalán. En la base de la serie se presenta un conjunto de formaciones pizarreas de color gris ceniciento, claras. Encima sigue un tramo medio, formado por una serie de pizarras oscuras, muy lapidificadas, que pasan hacia arriba a cuarcitas y ampelitas. La formación termina con un tramo superior de ca-

lizas, dolomías y calcoesquistos. Aun cuando no existen pruebas paleontológicas, por comparación con el resto del Sistema Costero Catalán, es lógico atribuir la serie inferior al Ordoviciense, el tramo medio al Gotlandiense y el resto a la serie de tránsito entre el Gotlandiense y el Devoniano. No lejos de aquí, en Picamoixons, Julivert ha podido reconstruir una escala estratigráfica muy completa, desde el Ordoviciense al Devoniano, la cual nos sirve de término de comparación. Sin ella sería difícil la ilación en nuestro sector, dada la dispersión y la escasa extensión de los afloramientos.

Al conjunto pizarroso y calcoesquistoso se superpone, discordantemente, una potente serie continental detrítica, que indudablemente debe atribuirse al Carbonífero.

Siluriano-Ordoviciense

El único afloramiento atribuido a este terreno es el de la zona de Fontscaldetes. Desde el fondo del torrente de Rupit o de les Bruixes hasta las inmediaciones del citado pueblo se corta una serie potente de pizarras en lechos finos, relativamente poco lapidificadas, de color gris ceniciento claro, dirigidas de Norte a Sur en el sector del torrente y progresivamente inflexionadas hacia el NO. en el sector occidental del afloramiento. En la parte alta, en estas pizarras se intercalan algunos calcoesquistos delgados, en paquetes que no exceden de 2 a 3 m. de espesor, y algunos niveles de cuarcitas algo más importantes. En total la formación tiene unos 150 m. de potencia. Como sobre este conjunto se hallan las pizarras oscuras atribuidas al Gotlandiense es lógico referir este conjunto basal al Ordoviciense superior, ya que son concordantes. Y en efecto, a juzgar por lo que ocurre en el resto del Macizo Catalán, estas facies son las que corresponden a los aludidos niveles, siendo particularmente típico el horizonte de las cuarcitas del Llandovery, por lo que las pizarras infrapuestas pueden representar el Ordoviciense más alto.

Gotlandiense-Devoniano

Progresivamente y por tránsitos insensibles, las pizarras gris claras pasan a tonalidades mucho más oscuras y son cada vez más compactas y duras, hasta convertirse en filadios negros y lustrosos. Finalmente aparece la serie de pizarras ampelíticas, replegadas, que tiznan los dedos, típicas del Gotlandiense,

con intercalaciones de liditas del mismo color, en capas delgadas de algunos centímetros. Estos niveles ampelíticos representan en Cataluña el Tarannon-Wenlock y los niveles superiores el Ludlow. Encima del conjunto de ampelitas y liditas se desarrolla una serie calcoesquistosa que en todas partes señala el tránsito entre el Gotlandiense superior y el Devoniano. Su separación, en esta serie comprensiva, es imposible cuando faltan los fósiles.

En la zona cartografiada el Siluriano superior se halla representado en los tres afloramientos citados.

En el sector más meridional, en Figuerola, las pizarras ampelíticas y las liditas alcanzan buen desarrollo, pero la escasa anchura del afloramiento impide reconstruir la sucesión estratigráfica. En Figuerola mismo, bajo el Car-

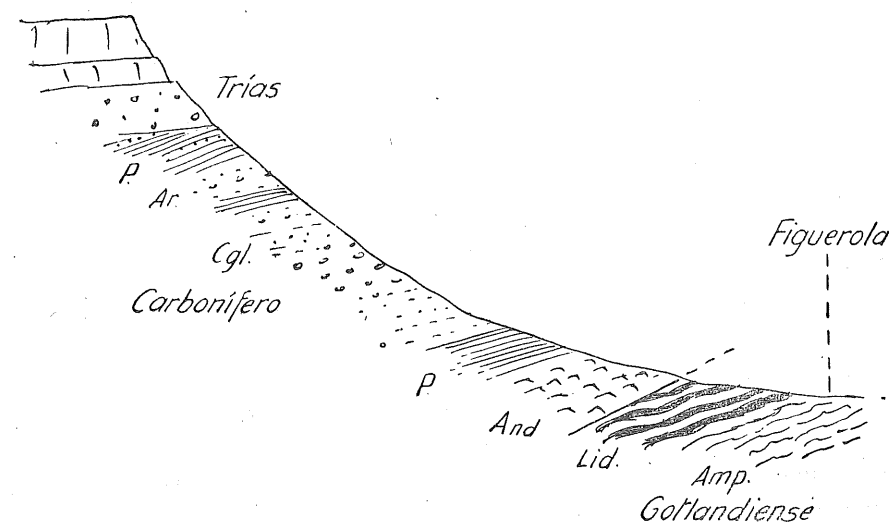


Fig. 2.—El paleozoico al N. de Figuerola. Gotlandiense: ampelitas y liditas; Carbonífero: alternancia de conglomerados, areniscas y pizarras; And., andesita.

bonífero afloran, en una pequeña cantera, pizarras ampelíticas que soportan encima lechos delgados de liditas y cuarcitas, de 5 a 6 m. de potencia; en las ampelitas se intentó buscar carbón. El conjunto buza fuertemente al Norte. Más al Este, en el espolón de la ermita de San Ramón, el Carbonífero se pone en contacto con un complejo de pizarras grises algo satinadas, con intercalación de delgados lechos de calizas y cuarcitas, formación que se prolonga hasta la carretera de Cabra del Campo y cuya atribución al Gotlandiense ofrece mayores dudas, por ser su facies menos característica. Sin embargo, al Este de la carretera a Cabra hay otro afloramiento que ofrece algunas mejores condiciones. En él se observa un buen espesor de pizarras negras, más o

menos ampelíticas, quizá de 60 a 70 m. de espesor. Hacia el N. estas pizarras negras se ponen en contacto con bancos compactos de calizas, y por el Sur descansan sobre una serie de calcoesquistos de un centenar de metros de potencia. Aun cuando toda la formación buza al Norte, parece que el contacto con las pizarras intercaladas entre las calizas compactas y los calcoesquistos está fuertemente mecanizado. Por lo que, siguiendo las analogías de facies, no es aventurado atribuir las pizarras al Gotlandiense y las calizas y calcoesquistos a los niveles de tránsito entre el Devoniano y el Gotlandiense superior.

En el afloramiento central es posible atribuir al Gotlandiense una estrecha banda de dos a trescientos metros de anchura, que asoma encima de las pizarras gris claro atribuidas al Ordoviciense, en las inmediaciones de Fontscaldes. Buzan 20° al N. y consisten en pizarras negras lustrosas, compactas, que pasan hacia abajo, insensiblemente, a las pizarras gris claro, arcillosas, y hacia arriba a las ampelitas con intercalaciones de cuarcitas negras, en lechos de 2 a 5 cm. de espesor. En conjunto no tienen aquí más que unos 150 metros de potencia, pero no se ve su parte alta por venir recubierta por el Trías.

En el afloramiento más septentrional, entre La Figuera y Can Vallet, asoma una serie de calcoesquistos, con algunos bancos calizos más potentes en la base. En total esta serie calcárea tiene de 100 a 150 m. de potencia y debe señalar el tránsito al Devoniano, como en los alrededores de Barcelona, de Santa Creu d'Olorde y Montcada.

En resumen, puede atribuirse al Gotlandiense un primer nivel de pizarras ampelíticas y liditas oscuras que arman encima de las pizarras gris claro con cuarcitas, supuestas del Ordoviciense, y un segundo horizonte formado en la base por calizas compactas, poco potentes, seguidas de una serie calcoesquistosa alternante con algunos lechos de pizarras, que en este sector alcanzan unos 100 metros de espesor.

Carbonífero

Este terreno forma una franja continua orientada de NE. a SO., desde las inmediaciones de Cabra del Campo hasta el límite meridional de la Hoja.

Sus características son bastante uniformes. Se trata de una serie detrítica de facies «culm» en la que alternan las pizarras más o menos oscuras, con areniscas de tonos más claros y conglomerados bastos. En esta serie se intercalan pequeñas hiladas calizas y andesitas en filones capa (sill). El conjunto buza uniformemente al NO. unos 40° a 50° por término medio y se pueden

observar buenos cortes en todas partes. En el sector cartografiado sólo se observa el yacente entre Figuerola y Cabra del Campo, en donde el Carbonífero se apoya en franca discordancia angular sobre el Gotlandiense. En su parte alta viene recubierto por el Triásico, por lo que, por este lado, no puede conocerse el verdadero espesor de la formación, que por lo menos es de 400 a 500 metros, por término medio.

Entre Fonts-Caldes y Figuerola, hay el siguiente corte:

Techo: Buntsandstein.	
Pizarras con algunas intercalaciones de areniscas.	100 m.
Areniscas dominantes con algunos lechos delgados de conglomerados y pizarras.	120 —
Conglomerados	125 —
Areniscas	100 —
Pizarras (con una capa de calizas de 2 m.)	50 —
Filón capa de andesita	50 —
Yacente: Pizarras carburadas y calizas oscuras; Gotlandiense.	

Esta sucesión es muy parecida a la que Julivert ha encontrado al SO., en la zona de Mas Masó a Serrat Rodó y entre Mas Molets y la Sierra de Miramar, con diferencias que demuestran el valor puramente local de los horizontes. Sin embargo, de la comparación de los diversos cortes se deducen las siguientes consecuencias:

Primero: el predominio de un nivel pizarroso en la base de la formación y de niveles detríticos de areniscas y conglomerados con algunas intercalaciones pizarrosas de poca importancia en el resto. Segundo: la existencia de niveles de calizas de escaso espesor, 0,5 a 2 m., que se intercalan hacia la parte media de la misma, con carácter lenticular, pues falta la continuidad entre ellos, aun cuando algunos, como el que se observa en Figuerola, tenga varios kilómetros de longitud.

La facies de este Culm demuestra grandes afinidades con el Dinantiense, de facies culm del Priorato (Les Vilelles), Campo de Tarragona (Almóster) y Conca de Barbará (Espluga de Francolí), en donde se reconocen series de potencia parecida y de análogas características. En las dos primeras localidades, las intercalaciones calizas son algo más bajas o ligeramente superiores a las de la zona aludida.

En cambio, el Carbonífero del sector barcelonés (Montseny, Montnegre, Papiol, etc.) es bastante diferente. En primer lugar destaca como importante diferencia la ausencia de liditas en la base de la formación, de apenas un metro de espesor en las inmediaciones de Barcelona, y algo más potentes en

el Montseny y Montnegre, lo mismo que en el Pirineo. Este nivel de liditas, atribuidas modernamente al Viseense inferior va, pues, aumentando de potencia hacia el NE., alcanzando su máximo espesor en el Pirineo, mientras vemos que falta en todo el sector de Tarragona, aunque vuelve a presentarse otra vez bien desarrollado en el Priorato (Les Vilelles). Las liditas y cuarcitas de la base, que se hallan en Figuerola y Fontscaldetes, pertenecen al Gotlandiense. También faltan las pizarras marinas fosilíferas tan características de Papiol y el Montseny, y los niveles de calizas próximos a las liditas, de bastantes metros de potencia, que existen en el Montnegre y en el Priorato, atribuidas al Viseense. Este hecho pudiera considerarse producido por la existencia de una erosión viseense que hubiese desmantelado los primeros depósitos marinos de la base del Carbonífero, tal como ocurre en alguna ocasión en el Pirineo, por ejemplo en la región de Bellver. Sin embargo, la constancia del fenómeno, el escaso desarrollo alcanzado por las calizas y la ausencia de depósitos de liditas en los conglomerados, más bien hace presumir que los dos niveles marinos de la base del Dinantiense se hallan aquí representados por la facies terrígena de pizarras oscuras y areniscas finas. Por consiguiente, este sector del Campo de Tarragona debió constituir un umbral algo destacado entre la cuenca marina dinantiense del Norte de Cataluña y la región sumergida, pero menos profunda, del Sur.

En resumen, durante el Carbonífero inferior se produjo en esta zona una sedimentación detrítica que dió lugar a una potente formación de facies culm con delgadas intercalaciones calizas.

Con todas las reservas apuntadas damos el siguiente:

CUADRO ESTRATIGRÁFICO DEL PALEOZOICO

Ordoviciense.

Pizarras gris claras, espesor visible en el torrente de Rupit 125 m.

Pizarras compactas, con algunos calcoesquistos y cuarcitas en la parte alta 25 m.

Gotlandiense.

Pizarras ampelíticas, espesor visible 50 a 100 m.

Liditas 5 a 6 m.

Calizas carburadas y bancos calizos compactos 15 a 20 m.

Devoniano.

Calcoesquistos 100 m.

Carbonífero.

Pizarras, areniscas y conglomerados, con algún lecho delgado de calizas cerca de la base y filón de andesita 400 m. como mínimo.

Triásico

En varias ocasiones nos hemos ocupado anteriormente de la serie estratigráfica del Triásico de esta región, que ofrece curiosas características no reconocidas en otras partes. Al estudiar la hoja de Villafranca del Panadés ya se describió la estratigrafía de este terreno, pero quedó allí incompleta, por no aflorar los niveles más bajos. Después, al prolongar el estudio hacia el Oeste, hemos podido desentrañar la composición de la serie completa, de la que hemos dado algunos avances en dos notas relativas al Eoceno al SO. de Monserrat (1) y al Triásico de Santa Perpetua (32), y ahora damos aquí el detalle de la composición de este terreno.

Buntsandstein.—No siempre es visible en esta Hoja la serie completa del Triásico, pues desde el torrente de Rupit hacia el NE. no aflora la base de la serie; en cambio, desde aquí hasta la carretera de Lilla, al Sur del vértice Cogulla, aflora el Bunt en faja casi continua, que descansa sobre el Paleozoico antes descrito. Empieza aquí este piso por un conglomerado de cantos pequeños de cuarzo con cemento arenoso y color gris o rojizo, que se muestra muy visible al SE. de Cabra del Campo, con una potencia de unos 20-25 metros. Encima se encuentran areniscas rojizas o grises con algunos cantos de cuarzo y cuarcita o ligeras hiladas intercaladas de estos cantos, de una potencia de 30-35 metros. Sobre las areniscas descansa un último nivel de margas y arcillas rojas, verdes y vinosas, de un espesor medio de 30 metros.

Al NE. de este largo afloramiento aparece de nuevo este piso al pie del vértice Salmellá, en regular afloramiento limitado por la carretera de Cal Ballet, constituido por estos mismos niveles, y de una manera momentánea vuelve a aparecer el Bunt en el cauce del río Gayá, al SE. de Santa Perpetua, limitado al Sur por una falla que lo pone en contacto con terrenos más modernos, y ocultándose al Norte bajo los niveles superiores del Triásico. En este pequeño afloramiento el Bunt está constituido por areniscas duras, micáceas y rojizas, de estratificación cruzada, y no se ven las arcillas superiores, tal vez por quedar ocultas por los derrubios de ladera. Aparte de este pequeño afloramiento, en la mitad NE. no vuelve a aparecer el nivel inferior del Triásico.

En cambio, hacia el Sur y Oeste, el Bunt adquiere un desarrollo mayor; aflora en la carretera de Montblanch a Valls, al Sur de Vilavert, ya fuera de

nuestra Hoja, constituido por una potente serie de areniscas rojas y duras, con conglomerados de cuarzo y cuarcita. Por último, aparece momentáneamente el Bunt sobre el límite de la Hoja, en el barranco de Vall, al SSO. de Montblanch, en pequeñísima mancha de areniscas rojas en posición tendida, con más de 100 m. de potencia, en gruesos bancos, que se continúan con mucha mayor extensión por la inmediata hoja de Cornudella.

Muschelkalk.—Este piso alcanza en esta Hoja un desarrollo muy importante, tanto en extensión como en potencia, y todavía esta última, en algunos sitios, parece bastante mayor de lo que en realidad es, debido a una serie de fallas que repiten el paquete en posición isoclinal y producen el efecto de que el Muschelkalk adquiere un espesor mayor del que en realidad tiene. Se descompone éste en tres niveles muy constantes, de potencia semejante, dos calizos y uno margo-arenoso, que se repiten varias veces en la zona Salmellá-Vallespinosa-Santa Perpetua.

El paquete inferior que descansa sobre el Bunt que acabamos de describir está constituido por calizas bien estratificadas, blanquecinas, azuladas o rosadas, que con gran frecuencia contienen fucoides. Son rocas compactas y duras, con una potencia de 50-60 m., pero que por efecto de los violentos empujes que han soportado aparecen laminadas y con espesor reducido en algunos sitios. Se las ve descansar sobre las areniscas del Bunt y forman una larga corrida casi continua desde el Este de Lilla hasta Santa Perpetua. Constituyen también afloramientos menos extensos en el cauce del río Gayá, al Norte de Pont de Armentera y en el borde occidental de la Hoja, al Oeste de Vilavert, a más de otros pequeños afloramientos que constituyen bloques flotantes sobre el Paleozoico, casi siempre con interposición de algo de Bunt.

Sobre esta bancada caliza se encuentra un segundo tramo arenoso de coloración roja, que a primera vista se puede confundir, tanto con el Bunt que hemos descrito, como con el Keuper de que nos ocuparemos luego.

Consta éste de areniscas y margas rojas con arcillas rojas y verdosas, que suelen tener hiladitas de yeso blanco, bastante finas, pero que en conjunto constituyen un nivel yesífero blanco de 6 a 10 metros de espesor. Este paquete rojo intermedio tiene una potencia que se puede estimar en 80 metros, pero que localmente puede reducirse bastante o aumentar de espesor, unas veces por laminación producida por las grandes presiones orogénicas, pero otras, sin duda, por reducción de la velocidad de sedimentación; así sucede, que en Cabra del Campo y en el vértice Voltorera, al Este de aquel pueblo, el tramo rojo arenoso escasamente excede de 30 m. de espesor, en capas casi verticales, mientras que en la zona de Montagut, al SE. de Querol, se encuentra este mismo nivel en posición casi horizontal, no obstante lo cual su espesor

no pasa de 30 metros. Por el contrario, entre Figuerola y Cabra del Campo parece que la potencia de este tramo es mayor. En el río Gayá aflora también este nivel en fajas bastante extensas, en la zona de Querol y al Sur de Santa Perpetua, en donde la potencia de estas areniscas rojas parece bastante mayor, llegando hasta los 80 m., y en el Pla de Manlleu se puede estimar su espesor en 60 metros.

Este nivel rojo intermedio acompaña a la bancada de calizas inferiores y se le puede seguir en largas corridas desde Santa Perpetua hasta los alrededores de Lilla.

Sobre este nivel rojo se encuentra otro tramo calizo, esta vez bastante dolomítico, en el que alternan de manera irregular calizas y dolomías compactas de tonalidades oscuras, en bancos gruesos, que forman largos y recortados cantiles en el lado derecho del río Gayá. La potencia de este paquete dolomítico es bastante constante y se puede estimar en 60 metros.

No hemos podido encontrar fósiles en estos tres niveles triásicos: el inferior calizo, el medio arenoso rojo y el superior dolomítico, que atribuímos al Muschelkalk, pero mantenemos esta edad porque a lo largo de la Cordillera Litoral Catalana aparece siempre este conjunto descansando sobre niveles típicos del Bunt y soportando una formación, también azoica, de margas con jacintos de compostela, sin duda del Keuper (*).

Keuper.—Sin embargo, aquí nos encontramos con una seria dificultad para establecer el tránsito entre estos dos pisos, pues a la ausencia de fósiles se une la facies del tramo superior, que atribuímos al Keuper y que se aparta notablemente de la habitual.

En la zona entre Montagut y Santa Perpetua, sobre el potente y compacto banco de caliza dolomítica que se acaba de describir, se encuentra un paquete de caliza tableada de color gris o grisverdoso, que alterna con calizas margo-sas y margas de estas mismas tonalidades, con un espesor total entre 40 y 60 metros. Por su estratificación más tableada y la alternancia de margas, es un nivel mucho menos consistente que el inferior, así que en las laderas de ambos lados del río citado se acusa inmediatamente la diferencia, viéndose sobre la escarpa dolomítica la pendiente más suave y la tonalidad más clara de las calizas tableadas.

Cuando la serie triásica está completa, sobre estas capas y en tránsito gradual, aparecen lechos cada vez más margosos y menos calizos, de color

(*) La Srta. Virgili, en reciente publicación sobre el Triásico catalán (39), ofrece abundantes datos paleontológicos que fijan la edad muschelkalk para estos niveles.

gris o verdoso, entre los que se encuentran a veces niveles rojos o vinosos y algunas hiladas de yeso blanco; en la parte alta de la serie margosa se encuentran algunas hiladas de carniolas. Este nivel no suele tener, cuando está completo, un espesor mayor de 40 metros.

En los alrededores del vértice Montagut y de la ermita de este nombre, es donde mejor se puede estudiar esta formación, por su posición muy tendida. Allí se pueden ver, sobre la caliza dolomítica, los niveles de caliza tableada, y en las laderas de los cerros testigos de calizas de Alveolinas, las margas grises y rojas, con algunas hiladas de yeso. También al Oeste de Esblada se ven, sobre la caliza tableada en la que está edificado el pueblo, las margas verdosas y rojas, con hiladas de carniola en la parte superior, inmediatamente debajo de la caliza de Alveolinas.

Como puede apreciarse por la descripción que se acaba de hacer, la litología de este paquete superior del Triásico no concuerda con las características normales que ofrece el Keuper, constituido por arcillas y margas de un color rojo intenso y frecuentes bancos de yeso de colores variados, pero por analogía con la inmediata hoja de Villafranca del Panadés, en donde se encontraron jacintos de compostela en yesos existentes en este mismo nivel, no dudamos en atribuir la misma edad a estas capas altas. De todos modos, queda incierta la fijación del límite entre el Muschelkalk y el Keuper, pues las calizas tableadas que citamos en la base del paquete superior pueden ser todavía del Muschelkalk. Provisionalmente, y por parecernos que su tránsito a los niveles margosos superiores es más continuo e insensible que el que se establece con la caliza dolomítica infrayacente, hemos incluido estas calizas tableadas en la base del Keuper.

Entre el Keuper y el Eoceno se establece un gran hiato, pues están ausentes el Jurásico y el Cretáceo, lo que da lugar a que la erosión haya podido trabajar intensamente sobre los niveles superiores del Triásico, y así sucede que la serie que se acaba de describir no se encuentra completa muchas veces, sino que con frecuencia falta el nivel margoso superior y la caliza de Alveolinas descansa sobre un espesor más o menos reducido de calizas tableadas. Esto, unido a la escasez de Alveolinas que se suele observar a menudo en estas calizas, hace que la distinción entre los dos niveles calizos quede a veces un tanto incierta.

En el ángulo Noreste de la Hoja, en el Santuario de San Magín, puede estudiarse igualmente muy bien la composición del Keuper, el cual forma una extensa herradura alrededor de la caliza dolomítica del Muschelkalk, que lleva sus ramas por una parte hasta más allá de Esblada, y por la otra hasta Santa Perpetua. Tras una pequeña interrupción producida por el río, reaparece el Keuper al otro lado y se continúa en estrecha faja hasta Valles-

pinosa. En San Magín pueden verse todos los niveles descritos; en la base calizas tableadas amarillentas, con espesor bastante más reducido, y sobre ellas margas y arcillas rojas intercalándose entre lechos de caliza margosa tableada de color grisamarillento, y en la parte alta algunas carniolas amarillas, todavía con lechos intercalados de calizas tableadas y margas rojas. El conjunto está suavemente plegado y soporta la caliza de Alveolinas.

Forzoso es ahora exponer con toda objetividad una importante discrepancia surgida entre los autores de la Hoja, al atribuir distinta edad a los niveles arcillosos rojos que se sitúan entre los bancos calizo-margosos tableados, que con unanimidad hemos atribuido al Keuper, y las calizas de Alveolinas, del Eoceno inferior.

En oposición a la interpretación que se acaba de exponer, el Dr. Solé estima que estos lechos constituyen la base del Eoceno, poco más o menos,

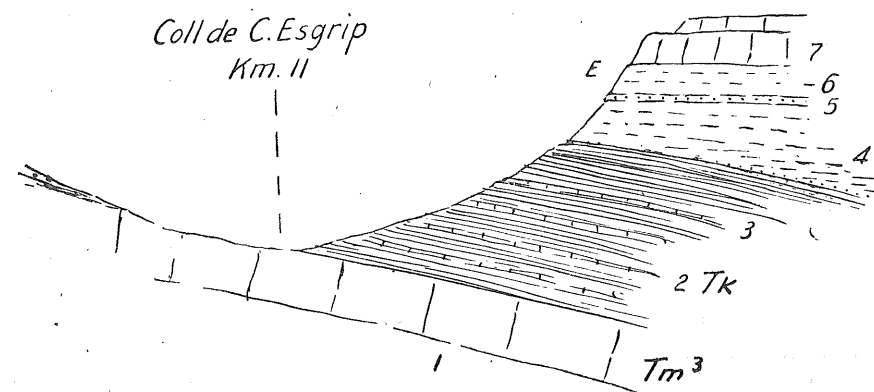


Fig. 3.—Tránsito del Keuper al Eoceno, al SE. de Montagut. (Según la interpretación del Dr. Solé). *M*₃, calizas del Muschelkalk superior; *K*, Keuper; 3, margas gris-verdosas con niveles calcoesquistosos, 40 a 50 m.; *E*, Eoceno inferior; 4 y 6, arcillas rojas o versicolores, 30 a 40 m.; 5, pequeña intercalación arenosa, 0,20 a 0,30 m.; 7, calizas con Alveolinas, 25 a 30 metros.

nivel del *Bulimus gerundensis*, y que, por lo tanto, el límite entre el Triásico y el Eoceno hay que situarlo entre las calizas tableadas y las arcillas rojas.

Esta interpretación la basa en las siguientes observaciones:

a) En ningún lugar de la cordillera costera catalana, el Keuper, cuando se halla independiente del Eoceno, presenta un nivel rojizo similar, perfec-

tamente individualizado. Cuando existen margas rojas son de color vinoso y además abigarradas.

b) Estas arcillas rojas se hallan perfectamente interestratificadas con delgados lechos de areniscas, las cuales nunca se presentan en el Keuper.

c) Dichas arcillas rojas son en todo análogas por su facies a las de Esblada, que en el Km. 33 de la carretera de Igualada se hallan evidentemente por encima de las calizas de Alveolinas

d) Dichas arcillas desaparecen al Norte de Esblada, y mientras al S. y SE. del pueblo todavía tienen alguna importancia, hacia el Norte, por la carretera de Santa Perpetua, se adelgazan rápidamente y desaparecen; en el cerro 737 ya no existen, y la caliza de Alveolinas reposa directamente sobre el Keuper típico. En la zona de Montagut faltan dichas arcillas en algunos puntos, como por ejemplo en Corral de Llop, mientras que en Montagut mismo, a un kilómetro de distancia, tienen mucho desarrollo; lo mismo sucede en algunos cerros, como en los 883, Can Albareda, 915, etc., en los que se hallan las arcillas en unos sectores, mientras se adelgazan casi hasta desaparecer en otros. Es decir, que aun cuando en los cortes sobre el terreno no se aprecia discordancia sensible, al cartografiar la facies, se observa nítidamente lo que los americanos denominan una «mapping discordance». En estos casos se trata evidentemente de que la transgresión marina erosionó las arcillas antes de depositar las calizas, pero la ausencia del nivel rojo comprobada más al Norte no puede tener esta explicación, ya que falta en todas partes en este sector, por lo que se trata allí de un nivel que desaparece netamente hacia el Norte, de acuerdo con la evolución paleogeográfica de la Cuenca del Ebro.

Hasta aquí los argumentos del Dr. Solé en favor de atribuir una edad eocena inferior a las arcillas rojas infrapuestas a la caliza de Alveolinas

Por su parte, los autores miembros del Instituto Geológico, estiman que, aun admitiendo los anteriores argumentos litológicos, con las reservas que se pueden deducir de la descripción que se ha dado de estos niveles, consideran más importante la discordancia de las calizas de Alveolinas sobre los niveles infrapuestos y la reconocida existencia en determinados lugares, en la base de aquéllas, de bancadas conglomeráticas que, como el Dr. Solé ya dice, indican la existencia de una erosión anterior a la deposición de las calizas. Por el contrario, en la base de las arcillas rojas no se han observado hasta ahora indicios de transgresión sobre el nivel inferior.

Como es evidente que existe un dilatado hiato que abarca todo el Jurásico y el Cretáceo, parece más natural señalar el límite entre el Triásico y el Eoceno allí donde se observa una discordancia acompañada de lechos conglomeráticos. Por lo que se refiere a la evolución paleogeográfica, puede argumen-

tarse que también cabría basar ésta en las características estratigráficas, en vez de hacerlo a la inversa.

El argumento decisivo sería el hallazgo de fósiles en estos niveles discutidos, pero como hasta ahora no se ha tenido esta suerte, optamos por exponer las dos interpretaciones, en espera de que nuevos argumentos permitan aclarar los extremos debatidos.

Como en la confección de mapa, cortes y croquis era forzoso adoptar uno u otro criterio, se ha optado por el primeramente expuesto, pero hacemos la advertencia de que allí donde aparezcan representados estos niveles, para adoptar la segunda interpretación había que cambiar la notación de las arcillas rojas, y en lugar de designarlas con el símbolo Tk², hacerlo con el N1¹. Así pues, rogamos al lector que a lo largo del texto e ilustraciones haga mentalmente esta sustitución para poder estudiar la segunda hipótesis.

Cretáceo

Se reduce en el mapa a un pequeño isleo situado en el ángulo SE. de aquél. Este afloramiento forma parte de una larga alineación estirada de NE. a SO. que culmina en la cumbre de Montmell (Atalaya, 861 m.) y que el borde Sur de la Hoja corta de sesgo. Esta alineación consiste en un sinclinal apretado, en cuyo eje las capas están casi verticales, mientras en los flancos buzan más suavemente, y por el lado Norte se apoyan directa y normalmente sobre el Keuper. El sinclinal, a causa de estar constituido por calizas, aparece colgado y con relieve invertido.

La sucesión estratigráfica de este afloramiento es muy difícil de establecer, por constar de calizas y dolomías masivas en las que no se observa la estratificación. Además, a causa del fuerte desnivel, casi vertical, de unos 200 m. de salto que existe entre la cumbre y el fondo del valle situado al NO., la mayor parte de la ladera, sobre todo en su parte inferior, está casi enteramente cubierta de conos de deyección que ocultan la parte inferior de las calizas y buena parte del Keuper. Sólo por comparación con la estructura, muy netamente visible más al Sur, fuera ya de la Hoja, es posible descifrarla.

Se trata pues de una serie masiva de dolomías claras en la base, que hacia arriba van siendo más calcáreas. En la cuerda, cerca de la cumbre, se intercalan algunos niveles delgados de calizas rosadas con microfauna. El espesor del conjunto no debe ser inferior a los 150 metros.

Por comparación con el resto del Cretáceo de este sector, y siguiendo el

criterio de todos los autores que se han ocupado de la región, lo atribuimos al Aptense-Albense.

Eoceno

Como ya se ha dicho en trabajos anteriores relativos a esta región, el Eoceno al Suroeste de Montserrat ofrece una complejidad grande y una notable cantidad de tramos de características variadas, que a medida que avanzamos hacia Montblanch se van simplificando progresivamente, hasta llegar casi a desaparecer este terreno. Efectivamente, a poco de salir de nuestra Hoja por el Oeste, desaparece definitivamente todo rastro de Eoceno. De modo que en el recorrido de un extremo a otro de la Hoja de Montblanch, asistimos a la transformación rápida del Eoceno y a su simplificación hasta quedar un solo nivel de facies lacustre.

Eoceno Inferior. Calizas de Alveolinas.—Desde Carme, en la hoja de Igualada, hasta Vallespinosa en ésta que estudiamos, la base de la serie eocena está constituida por un paquete de calizas muy puras, blancas, de grano fino, compactas y duras, con Alveolina formada de cantos angulosos de la propia caliza, removidos y resedimentados durante el proceso sedimentario. Este fenómeno se observa también en la carretera de Esblada a Santa Perpetua, 1/2 Km. al NO. del primer pueblo. La base del paquete suele ser arenosa o de calizas algo cavernosas (Santa Inés) que poco a poco se van purificando y tomando una tonalidad rosada o crema, para acabar en las calizas puras y blancas. Descansan en aparente concordancia angular, verdaderamente sorprendente, sobre diferentes niveles triásicos, que en zonas contiguas llega a ser hasta la caliza dolomítica del Muschelkalk, pero en nuestra Hoja lo hace siempre sobre bancos más o menos altos del Keuper, bien sobre las calizas tableadas o sobre el tramo superior rojo, razón por la que este último puede ofrecer espesores muy variables e incluso desaparecer en absoluto.

En la Sierra de Puigfred, en el cerro de cota 995, puede observarse muy bien el carácter transgresivo de la caliza de Alveolinas, pues sobre un espesor del nivel rojo del Keuper, que no excede de 10-15 m, se encuentran 4 ó 5 metros de caliza brechoide transgresiva. En Corral de Llop (cota 870, al E. de Armentera), se han encontrado las siguientes especies, determinadas por Colom: *Alveolina* cf. *primaeva* Reichel y *Opertorbitoides douvillei* Nuttall. Sobre

estos bancos se desarrolla todo el paquete de calizas puras, con un espesor medio de unos 50 metros.

Decimos que estas calizas contienen Alveolinas y realmente es así, pero éstas son relativamente escasas y desigualmente distribuidas, lo que unido a la blancura y compacidad de la roca, hace que muchas veces puedan pasar inadvertidos los fósiles. En la superficie meteorizada, casi nunca se ven, y es preciso partir muchos trozos y mojar la fractura fresca para encontrar algunos ejemplares y esto no siempre, porque hay zonas en donde no las hemos encontrado. Esto hace que en donde estas calizas descansan directamente sobre las triásicas, sin interposición del nivel rojo del Keuper, puedan considerarse todavía como triásicas, ya que la discordancia no es apreciable directamente. Pero el color y la dolomitización de estas últimas calizas permite diferenciarlas de las eocenas. Ya hemos dicho que al nivel de Vallespinosa desaparecen estas calizas bajo el nivel siguiente.

Tramo lacustre.—Sobre la caliza de Alveolinas se encuentra una curiosa formación lacustre de características algo variables, que ofrece una facies bastante diferente de todo lo que nosotros hemos visto en el Eoceno de otras regiones.

En Pontils, sobre la caliza de Alveolinas descansa una serie de arcillas y margas de color rojizo, rosado o blanquezo, con un banco intercalado de tres metros de potencia, de conglomerado de elementos rodados o angulosos de color grisamarillento claro, procedentes del Triásico; más arriba, en el paquete se encuentra todavía alguna recurrencia de este conglomerado, en hiladas delgadas, y hacia la parte alta aparecen capas con abundantes trozos de pedernal y lechos de yeso. El nivel arcilloso tiene un espesor de unos 225 m. y sobre él se encuentra un paquete de calizas lacustres con intercalaciones de margas, cuya composición varía de una localidad a otra. En el corte que nos ocupa, se encuentra en la parte inferior 60 m. de calizas grises en superficie y blancas o rosadas en sección, con las que alternan otras calizas grumosas y rosadas y capas de margas con algunos lechos muy delgados de lignito con fósiles lacustres, entre los que no hemos tenido la suerte de encontrar restos clasificables. Sobre estas calizas descansa una intercalación blanca de margas de 15-20 m. de espesor, y por último otro banco calizo de características análogas al anterior y 8-10 m. de potencia. La total de este paquete lacustre la estimamos aquí en 325 metros.

En el corte de Vallespinosa se encuentra también, sobre unos bancos de caliza eocena de determinación dudosa y potencia reducida, el nivel inferior lacustre con arcillas y margas de coloración pálidamente roja o rosada, pero con intercalaciones de calizas que en unos bancos son blancas y en otros ne-

gruzcas y fétidas. Encima se ven calizas margosas blancuzcas con muchos nódulos grandes de pedernal y potencia menor que en el corte anterior.

Al llegar hacia el SO. al torrente de Rupit, las capas se van enderezando para volcarse después hacia el NO., y ello, unido a que estas capas se colocan en la ladera y quedan ocultas con gran frecuencia por los derrubios y por el bosque, hace que sea difícil delimitar los dos niveles, arcilloso y calizo, que hemos señalado en los párrafos anteriores. Aquí y allá se ven asomar crestosnes más duros de caliza blanquecina entre tierras de color rojo, y con frecuencia se encuentran por el suelo abundantes nódulos de pedernal, que atestiguan la presencia continua de esta formación.

En Lilla, tras unas roturas y trastornos, las capas que estaban en una posición próxima a la vertical giran 90° en dirección a Montblanch y se tienden bastante, ocupando un área extensa al Sur de aquel pueblo, a uno y otro lado del río Francolí.

Aquí podemos de nuevo estudiar la composición de este tramo con detalle. Sobre las calizas dolomíticas del nivel superior del Muschelkalk descansa una serie de arcillas y margas rojas, rosadas o vinosas, con niveles de yeso y abundantes nódulos de pedernal. Los yesos se sitúan en la parte alta, y sobre este nivel rojo se encuentra otro más duro y calizo, constituido por un banco inferior de calizas blancas, margosas, irregulares y feas, con sílex y estratificación fina y regular, que alcanza un espesor de 15-20 metros. Sobre esta bancada caliza aparece de nuevo otro nivelito de margas rojas con algún lecho calizo intercalado, y coronando la serie otro banco de caliza gris, algo más compacta que la anterior, pero con un aspecto análogo. El espesor conjunto de todo este paquete calizo es de 40-50 metros.

Estos dos bancos calizos, que como hemos dicho se muestran ya con toda claridad en Lilla en posición muy levantada, se extienden muy tendidos por el Sur de Montblanch, y al SO. de este pueblo se enderezan de nuevo las capas y salen de la Hoja otra vez en posición muy próxima a la vertical, para desaparecer poco más allá y no volver a presentarse hasta bastantes kilómetros más al Oeste.

Vemos pues que este nivel lacustre, aunque presentando algunas variaciones de facies, se puede seguir con mucha regularidad de una parte a otra de la Hoja e incluso mucho más allá por el Este, pues llega sin interrupción hasta La Pobla de Claramunt. En el trecho entre Cabra del Campo y Lilla es donde con mayor dificultad se puede seguir la formación, porque queda en parte oculta por el desplome del Triásico sobre aquélla y por la abundancia de derrubios; de todos modos, casi siempre se acusa su presencia por la cantidad de nódulos de sílex que contiene, especialmente el tramo calizo superior, pero también el arcilloso rojo. Estos trozos de pedernal, a veces de colo-

ración roja viva, esparcidos con profusión por el suelo, constituyen un magnífico indicio de la presencia de la facies lacustre.

Al NE. de Esblada, siguiendo la carretera de Igualada, encima de las calizas de Alveolinas aparece un nivel poco potente, formado por areniscas y margas de color amarillento, que en la parte alta se hace más margoso, ofreciendo un aspecto que recuerda el de las margas azules. Su potencia, difícil de precisar, la estimamos en unos 40 a 50 m., no habiéndose encontrado fósiles ni microfauna. Encima viene el nivel rojo antes descrito, formado por arcillas con algún delgado lecho de arenisca y con intercalación de dos o tres bancos de caliza, de uno a dos metros de espesor. Lo separamos en el mapa con un punteado.

Luteciense. - El tránsito de la serie lacustre a la marina se acusa con frecuencia por la presencia de algunos niveles más o menos bastamente detríticos. En un trabajo anterior (1) ya señalamos la existencia, en Santa María de Miralles, sobre la serie lacustre, de unas hiladas de conglomeradillo, seguidas de bancos de maciños duros y un nivel de margas muy fosilífero. En este paquete encontramos *Alveolina elongata*, d'Orb., *A. gigantea*, Checc-Risp., *Nummulites perforatus-rouaulti* y, con estas especies, *Nummulites* muy semejantes al grupo *contortus-striatus*, y sobre todo este paquete, todavía, *N. laevigatus*. Entonces razonamos nuestra opinión de que estas capas constituían el Luteciense y no insistiremos aquí sobre ello. Sólo diremos que las capas que se describen a continuación son prolongación de aquéllas y, aunque con restos fósiles menos determinantes, tanto por su posición estratigráfica, como por ser prolongación de niveles lutecientes y por la analogía de facies, las atribuímos al Luteciense. La única diferencia que se observa, tanto en el Luteciense como en los niveles superiores, es una disminución de potencia y un aumento del carácter detrítico de los sedimentos, como vamos a ver a continuación.

En el corte que nos proporciona el río Gayá, al Norte de Pontils, se observa que sobre las calizas lacustres descritas descansan unas hiladitas de arenisca basta con abundantes cantos rodados, que localmente es una verdadera pudinga, y sobre estas capas de reducida potencia descansa una serie de maciños duros y margas arenosas arrañonadas, con abundantes restos fósiles mal conservados de equínidos (espículas de *Cidaris*), lamelibranquios y gasterópodos, de difícil clasificación, pero sin que se vean *Nummulites*. Vemos pues que, como más al Noreste, la serie marina comienza por unas pudingas, pero las capas que le siguen se han hecho todas muy detríticas y no se ven ya los bancos de margas azuladas que allí existen.

Si nos desplazamos más hacia el Suroeste, al llegar al corte que nos da la carretera de Vallespinosa, la serie marina se reduce todavía más y contiene

intercalaciones de pudingulla, sin que sea ya fácil deslindar el Luteciense del Bartonense, por lo que describiremos estos niveles juntamente con los del Eoceno superior.

Eoceno superior. MARGAS.—Volviendo al corte por el río Gayá, sobre el paquete de maciños duros, encontramos una serie todavía bastante potente de margas amarillentas, grises y azules, con bancos de margas calizas con secciones de Nummulites y margas algo terrosas con abundantes fósiles: *Serpula spirulea*, *Pecten*, *Spondylus spinosus*, *Lima*, etc. Estas margas son sin duda prolongación del nivel de margas de Igualada, siempre muy fosilíferas, pero aquí un poco más detríticas. Hacia el centro de esta serie margosa se encuentra un banco muy continuo, de 8-10 m. de potencia, que resalta por su mayor dureza sobre las margas, constituido por areniscas amarillentas de facies flysch, con fucoides y pistas, que recuerda ya mucho algunos niveles oligocenos, pero que todavía contiene alguna *Discocyclina*.

Al Noroeste de Vallespinosa, acabamos de decir antes que las facies de los distintos niveles marinos tienden a uniformarse y reducirse, sin que sea fácil señalar el límite entre el Luteciense y el Eoceno superior. Sobre las calizas lacustres se encuentran también aquí unos lechos de conglomerado compacto de gravilla y maciños grises bastante duros, que deben representar el Luteciense, y sobre éstos margas algo terrosas, frecuentemente ocultas por las tierras de labor, y entre ellas destacan algunos crestoncitos de maciños grises más duros. Los bancos arenosos inferiores tienen una potencia de unos 100 m. y el nivel margoso superior 200 metros.

CALIZA DE CERITHIUM.—La serie marina viene coronada de manera casi constante, del lado de acá del Montserrat, por un potente banco de caliza gris con frecuentes *Cerithium* de gran tamaño. Este nivel puede estudiarse con detalle en las últimas revueltas de la subida de los Bruchs, en la carretera de Madrid a Barcelona, en donde destacan bien las secciones abundantes de estos fósiles.

Pero a medida que nos desplazamos hacia Montblanch, este nivel sufre un cambio de facies semejante al que afecta a los demás lechos de la serie marina, y la caliza, que en el lugar citado es bastante pura o algo margosa, en nuestra Hoja se hace más detrítica. Así, en el corte del río Gayá, sobre las margas se encuentra un paquete de 40-60 m. de calizas y maciños grises y duros que destacan sobre el terreno en corrida bastante continua, en la que ya no hemos encontrado los grandes *Cerithium*.

En el torrente de Vallespinosa, el paquete de margas se ve coronado también por un nivel más duro de maciños grisamarillentos, con diminutos

Nummulites de difícil clasificación. Por la continuidad que ofrece en toda esta zona este nivel superior, no hay duda en sincronizarlo con la caliza de *Cerithium*, a pesar del cambio sufrido por su aspecto general. Sobre este banco, en la zona de Igualada, se encuentran todavía algunas margas marinas, pero aquí lo que descansa directamente sobre él es ya la serie lacustre ludiense-oligocena de los yesos, margas, areniscas y conglomerados.

Todos estos niveles marinos del Eoceno medio y superior, que han venido adelgazándose poco a poco, antes de llegar al torrente de Rupit han desaparecido definitivamente, pues la potente serie lacustre del Oligoceno avanza transgresiva sobre el Eoceno y oculta estos niveles antes de que desaparezcan por efecto de su disminución de potencia. Quedan sólo las formaciones lacustres del Eoceno inferior, que en cambio persisten tenazmente mucho tiempo, pues a pesar de que a poco de salir de la Hoja quedan ocultas por el Oligoceno, reaparecen con características muy semejantes, y siempre con sus abundantes nódulos de sílex, bastante más lejos, en la hoja de Cornudella.

Ludiense-Oligoceno

Entre los sedimentos terciarios que ocupan la cuenca del Ebro no ha sido posible hasta ahora datar paleontológicamente el Ludiense. El Eoceno marino, muy rico en fósiles, no pasa del Bartonense, y a partir de este piso se sucede una potentísima serie lacustre, muy pobre en fósiles, que de vez en cuando proporciona un yacimiento, siempre alejado de los niveles inferiores, en contacto con las capas marinas y de edad francamente oligocena.

Suelen considerarse como ludienses unos niveles de yesos que en la cuenca de Igualada y en el Llano de Vich se superponen casi inmediatamente sobre el Eoceno marino, pero estos yesos distan mucho de ser continuos y de constituir un nivel guía aceptable, y allá en donde no aparecen no se tiene argumento para establecer una diferenciación estratigráfica.

Por estas razones, siguiendo nuestro criterio ya sustentado en otros trabajos anteriores, estudiamos conjuntamente el Ludiense y el Oligoceno, sin establecer separación alguna entre ambos, ya que ningún criterio ofrece una base sólida para una diferenciación.

Sin embargo, hay un hecho que, sin que sea por sí argumento sólido, permite suponer cuál puede ser el límite entre estas dos formaciones de facies idénticas.

La serie lacustre descansa en aparente concordancia con el Eoceno, si

bien en realidad es transgresiva sobre este terreno, llegando a ocultar todos los niveles marinos antes de llegar al torrente de Rupit y el total de la serie eocena poco más allá de Montblanch.

Comienza por unos niveles de margas y areniscas de color rojo más o menos vivo, a los que se superpone muy pronto, en la zona comprendida entre la carretera de Sarreal a Cabra del Campo y el borde norte de la Hoja, una potente serie de conglomerados, constituidos por elementos de tamaño grande, predominantemente calizos, bien rodados o algo angulosos, que llegan a tener hasta 40 cm. de diámetro. No constituyen conglomerados en masa, sino que suelen tener intercalaciones lentejonares de margas rojas y areniscas, que subrayan la estratificación de los conglomerados. Se encuentran también entre los elementos que constituyen el conglomerado cantos paleozoicos, en general escasos. El color de esta formación es gris o amarillento y su aspecto es el que corrientemente ofrecen las frecuentes masas de conglomerados del Oligoceno.

Es interesante hacer resaltar un hecho curioso: los conglomerados no descansan sobre el Eoceno directamente, sino sobre un paquete no muy potente de areniscas y margas rojas antes citadas, y este fenómeno lo hemos observado con las mismas características en una extensa zona a un lado y otro de nuestra Hoja.

De modo que ha habido un recrudecimiento de la actividad orogénica, que ha dado lugar a la deposición de importantes masas de conglomerado en distintos parajes, fenómeno que no se ha producido en el momento de iniciarse la sedimentación lacustre, sino un poco después. Esto nos hace suponer que los conglomerados determinen el comienzo del Oligoceno, mientras que el nivel de margas rojas infrayacentes pudiera representar el Ludiense. Esto no pasa de ser una suposición que no puede servir de base a una delimitación de terrenos.

La masa de conglomerados, más dura que el resto de los depósitos lacustres, constituye una serie de elevaciones que corren paralelas al límite del Eoceno y forman la Serreta de Valdosa y la de San Miguel, y entre éstas y la serie eocena, también con capas más duras, queda una estrecha depresión longitudinal ocupada por el nivel rojo de la base de la serie lacustre.

Hacia el Suroeste, la masa de conglomerados no pasa de la carretera de Cabra del Campo, pues entre los bancos de conglomerados se intercalan capas de margas rojas y areniscas que cambian rápidamente la facies y, al otro lado de la citada carretera, el Oligoceno tiene su composición normal de areniscas, margas rojas y algunos lechos más o menos frecuentes de conglomerado. Lo mismo sucede hacia el Noroeste, de modo que los conglomerados

constituyen un lentejón extenso, que lateralmente pasa en tránsito rápido a la facies normal del Oligoceno.

Entre Cabra del Campo y Prenafeta, los niveles inferiores, que suponemos pueden representar el Ludiense, tienen algunos bancos de conglomerado, entre cuyos cantos rodados se encuentran algunos de sílex procedentes del Eoceno lacustre.

Si ascendemos en la serie estratigráfica, vemos que los conglomerados se reducen cada vez más, y al llegar a la carretera de Montblanch a Manresa han desaparecido casi en absoluto, lo mismo que las areniscas, entrando entonces en un nivel de margas rojizas con vetillas de yeso y escasos lechos de arenisca. En seguida los yesos se formalizan, y desde el Sur de Blancafort hasta Rocafort de Queralt forman un nivel continuo de bancos de yeso blanco de más de dos metros de potencia, con margas intercaladas, que en los alrededores de Sarreal se explotan en una importante cantera. Es un verdadero alabastro que se utiliza para escultura y ornamentación. En los alrededores de Pira se encuentra otro banco de yeso por debajo del anterior, que tiene un desarrollo longitudinal mucho más corto, pues llega tan sólo hasta poco más allá de Ollés.

Sobre los yesos descritos se encuentra, en la zona de Sarreal, un paquete de margas grisáceas tableadas y calizas margosas de este mismo color, que se explotan en una cantera importante para la fabricación de cemento. Estas margas tableadas son de antiguo conocidas, porque en ellas se encuentran con frecuencia impresiones de hojas, que han sido estudiadas por varios especialistas, aunque sin dedicar una especial atención a este yacimiento, pues todos ellos han estudiado principalmente ejemplares procedentes de los yacimientos de Tárrega y Cervera, mientras que de Sarreal ha sido bastante reducida la flora estudiada y sin duda podría aumentarse la lista de fósiles efectuando una cuidadosa recogida. En todo caso, esta flora no determina exactamente el nivel estratigráfico a que pertenece, así que desde nuestro punto de vista no tiene, hoy por hoy, más interés que el de una referencia. La edad oligocena de estas capas es indudable, ya que se encuentran bastante por encima de los niveles marinos eocenos y al parecer también a nivel superior que las capas de Cyrena, del yacimiento de Santa Coloma de Queralt, existente en la hoja de Cervera, lindante con ésta por el Norte.

Fliche estudió en varios trabajos la flora del Oligoceno de Cataluña, y entre ésta un ejemplar que clasificó como *Laurus (Phoebe) Vidali*, clasificación que fué rectificada posteriormente por Depape, atribuyéndolo a *Laurus praecellens* Sap. Este autor dedica también varios trabajos al estudio de la flora catalana, y en la memoria explicativa de la hoja de Cervera se reúnen todas las espe-

cies procedentes del yacimiento de Sarreal, determinadas por Depape y que son las siguientes:

Laurus (Phoebe) Vidali Fliche cf. *Laurus praecellens* Sap.

Nectandra arcinervia Ett.

Zizyphus Unger Heer.

Salicites sp.

Pisonia eocenica Ett.

Estas margas grises tableadas de la cantera de Sarreal se extienden algo a uno y otro lado del pueblo, pero paulatinamente van perdiendo sus características por intercalación de lechos de margas rojas y areniscas, hasta que se llega a la facies normal del Oligoceno. En el collado de Deogracias sólo quedan ya unas capas de caliza margosa gris, entre margas rojas y areniscas. Del otro lado, a la altura de Pira, todavía se ven sobre los yesos, un nivel de margas rojas y encima margas grisáceas con lechos de arenisca, mientras que en Blancafort sólo se encuentran areniscas en bancos gruesos, margas rojas y lechos de pudinga y algo de yeso entre las margas.

A partir del nivel de margas de Sarreal, hacia el Noroeste, es decir, hacia los niveles superiores de la serie oligocena aflorante en el ámbito de la Hoja, sólo se encuentran ya margas rojizas, bancos gruesos de arenisca y algunos conglomerados; constituyendo la facies típica que ofrece normalmente el Oligoceno de la Cuenca del Ebro, cuya descripción se ha hecho ya muchas veces y no es necesario insistir sobre ello.

Mioceno

Todo el llano del Campo de Tarragona, en el sector comprendido dentro de la Hoja, está formado por una serie potente de depósitos continentales, distribuidos en capas horizontales, de atribución difícil, pues hasta ahora no se ha encontrado en ellas fósil alguno. Además, apenas hay en la gran extensión del Campo de Tarragona más que el par de cortes practicados por la erosión de los ríos Francolí y Gayá, que permitan ver la sucesión estratigráfica. En el resto, la planicie o bien se apoya sobre alguna capa dura de conglomerados o bien está recubierta por una delgada película travertínica cuaternaria, muy difícil de distinguir del verdadero substrato. Por consiguiente, hay dificultades tanto para dar buenos cortes objetivos de los sedimentos del

llano como en precisar la edad de esta formación, atribuida al Mioceno por sus relaciones con otras formaciones próximas mejor datadas.

En el sector de la Hoja, el único corte es el que ofrece el valle del Gayá, en donde la erosión de este río ha abierto una estrecha incisión de cerca de cien metros de profundidad en la serie sedimentaria del Campo de Tarragona. A lo largo de este curso, desde Pont d'Armentera al extremo Sur de la Hoja, se observan los siguientes cortes:

Al pie de los relieves de la Sierra de Miramar y del Bloque del Gayá, el Mioceno consta de una potente serie de conglomerados de más de un centenar de metros de potencia, que fosilizan las escarpas de falla que limitan estas sierras o se aplican transgresivamente sobre las pendientes de las mismas. En el Km. 18,9 de la carretera a Querol, en el contacto con el Trías, el Mioceno consta de conglomerados bastos, con bloques regularmente rodados, algunos de 40 cm. de diámetro, cuyo tamaño va disminuyendo rápidamente hacia el interior de la depresión, de forma que, a escasa distancia, los cantos tienen tan sólo de 3 a 5 cm. de diámetro por término medio, y son perfectamente rodados. Los cantos son casi todos calizos (Trías, Eoceno), algunos pocos de areniscas eocenas o del rodado triásico, y el cemento arenoso-calizo. Entre los conglomerados más bajos y los que hay en este lugar, encima de la carretera, parece observarse una ligera discordancia progresiva, pues los inferiores buzan de 5 a 10° y están ligeramente ondulados y fosilizan el escarpe de falla, mientras los superiores son casi horizontales y pasan transgresivamente sobre el escarpe de falla. Sin embargo, unos y otros están algo dislocados.

Esta discordancia progresiva es mucho más visible a la salida del desfiladero del Torrente de Rupit o de les Bruixes, al Este de Fontscaldetes, en donde la erosión de este curso afluente del Gayá ha abierto una incisión de un centenar de metros de altura, formada de arriba a abajo por conglomerados sin intercalaciones arcillosas o areniscosas. Los conglomerados basales forman casi la mitad inferior del escarpe y buzan unos 20° al S., mientras los superiores, en perfecta discordancia progresiva, sólo buzan unos 5° en la misma dirección.

En los dos cortes descritos, hacia el Sur, a medida que disminuye el tamaño de los cantos rodados, aumentan en número y potencia las intercalaciones arcillosas de color rojo y los lechos de areniscas y maciños. Así, en el corte del Gayá, mientras a un kilómetro del contacto con la montaña los conglomerados todavía constituyen el 80 % de la formación, en cambio entre Pont d'Armentera y Les Ordres sólo forman ya el 50 %, y en el corte entre Aiguamurcia y Santes Creus, ya en el límite meridional de la Hoja, los con-

glomerados no alcanzan más que el 25 % del espesor total, y aun menos en Vilarrodona.

Sin embargo, en esa sedimentación continental detrítica hay muchos cambios locales. Así, en Pont d'Armentera mismo, a 1.5 Km. del contacto, se intercalan ya potentes espesores de arcillas rojas, entre los conglomerados, los cuales forman una masa lenticular de 15 a 20 m. de espesor que aparece bruscamente. En cambio, en el Torrente de Rupit la transición es mucho más lenta y los conglomerados masivos llegan a más de tres kilómetros del contacto. Estas variaciones revelan la importancia relativa de los aportes detríticos procedentes de las zonas montañosas periféricas.

El espesor de esta serie continental detrítica debe ser, por lo menos, de unos 300 metros. En cuanto a la edad de la formación, únicamente puede deducirse de sus relaciones con los sedimentos marinos miocenos, perfectamente datados, que forman la parte media e inferior del Campo de Tarragona. Aun cuando el hecho tiene lugar fuera del ámbito de la Hoja, podemos afirmar que hay un cambio lateral de la facies continental marginal a la facies marina. Los depósitos continentales no serían más que los aportes groseros periféricos depositados en la cubeta del Campo de Tarragona, hundida al principiar el Mioceno y ocupada por el mar. Ésta es la interpretación más probable, aun cuando falta establecer, a través de las hojas más meridionales, el enlace y las indentaciones entre ambas series, lo cual ocurre en el sector Vilarrodona-Vilabella y al Sur de Valls.

Aun cuando el hecho ocurre fuera del ámbito de la Hoja, tenemos que referirnos forzosamente a él, puesto que constituye la clave para la datación de estos sedimentos y se basa en estudios totalmente inéditos que vienen a resolver el problema.

Los hechos observados son los siguientes: primero, la formación continental se apoya en discordancia sobre unos conglomerados marinos, probablemente de edad burdigaliense. El hecho es perfectamente visible en la carretera de Vilarrodona al Montmell, a lo largo del torrente que cruza la carretera en el Km. 3,6 y unos 400 metros al O. de la misma. Las capas marinas transgresivas se apoyan discordantes sobre el Trías calizo y buzan de 20 a 25° al Sudoeste. Se trata de conglomerados groseros calcáreos, muy bien cementados, y areniscas y maciños con abundantes restos de *Ostreas*. Encima y completamente horizontales asoman las arcillas y areniscas arcillosas, rojas o grisáceoamarillentas, con algún banco de conglomerado de cantos pequeños, depósitos netamente pertenecientes a la formación que venimos discutiendo. De esta zona, en la hoja de Valls, se cita *Ostrea gingensis*, Hoernes, cerca del Mas de la Magina, la cual, indudablemente, procede de las referidas capas marinas, pues las superiores, en donde se halla la casa mencionada, son

enteramente continentales. Además, hemos comprobado que los bloques empleados en la construcción de los muros próximos a la casa proceden del fondo del barranco, en donde aflora la formación marina anteriormente descrita a medio kilómetro de la casa referida.

Por la facies, por la presencia del fósil citado y por su posición marginal en la cubeta del Campo de Tarragona, esta formación basal debe seguramente representar el Vindoboniense. La serie continental superior es pues más moderna.

Su edad exacta nos viene dada por otras relaciones descubiertas en los alrededores de la región comprendida en la Hoja, al Sur mismo de Valls. En este sector, por ejemplo, a lo largo de la carretera de Valls a Tarragona (Km. 78 a 80), se puede observar un magnífico cambio lateral de facies entre

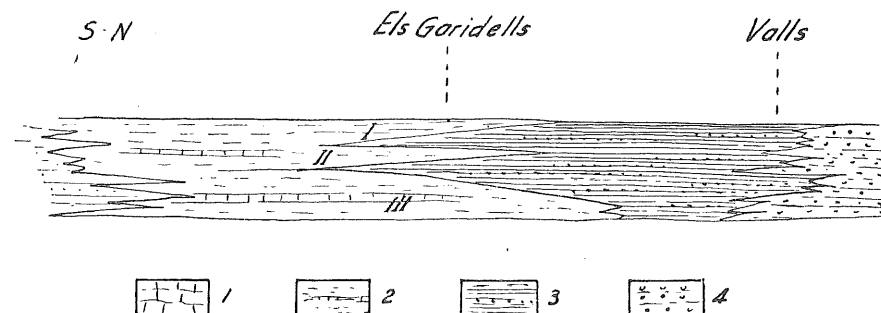


Fig. 4.—Cambios laterales de facies en el Mioceno del Campo de Tarragona. Facies marinas: 1, calizas; 2, molasas y margas amarillentas. Facies continentales: 3, areniscas y arcillas rojas; 4, pudingas; I, II y III, cuñas marinas intercaladas en el Mioceno continental.

los sedimentos miocenos marinos de la zona de Tarragona y los sedimentos continentales de la región de Valls. En Valls, en el corte del río Francolí y en los que proporcionan sus afluentes de la margen izquierda, se observa una sucesión de 40 a 50 m. de arcillas rojas y amarillentas, alternantes con bancos de conglomerados de 1 a 3 m. de espesor, formados por cantos calizos bien redondos. La formación es completamente horizontal y prosigue hacia el Este y Sudeste, formando los cerros de 240 y 260 m. que se elevan sobre el llano al Sur de Valls, lo que permite atribuir a la formación un espesor visible de 150 metros. Por consiguiente, representan aproximadamente el nivel superior de colmatación del Campo de Tarragona, ya que aunque en los bordes de la depresión la altura alcanzada por los sedimentos continentales es algo superior, si se tiene en cuenta el suave buzamiento que tienen, su altura en el centro de la cubeta debe ser próxima a la de los cerros citados. Hacia el Sur,

en la zona de Garidells, próxima al Km. 80 de la carretera de Valls a Tarragona, se observa perfectamente cómo estos niveles superiores indentan con el Mioceno marino fosilífero que se extiende hasta Tarragona mismo. Existen hasta tres cuñas de margás y molasas amarillentas interestratificadas con la formación roja. Por consiguiente, la edad de la formación continental viene dada por la edad de este Mioceno marino, subhorizontal.

En cuanto a éste, se viene atribuyendo globalmente desde antiguo al Burdigaliense. Pero deben tenerse en cuenta otros hechos. En primer lugar, la discordancia ya citada de Vilarrodona. Puesto que la serie continental indenta con la marina y dicha discordancia afecta a ambas, pudiera pensarse que el Burdigaliense podría venir representado por la formación basal y encima, discordante, se hallaría una serie miocena postburdigaliense. Sin embargo, sin poder descartar totalmente la posibilidad de dicha hipótesis, hay que reconocer que no hay en la formación basal ningún fósil característico del Burdigaliense, pues la *O. ginginensis* es una forma que alcanza el Vindoboniense. En segundo lugar, la discordancia observada en Vilarrodona es bastante local y no aparece más al Sur; el hecho no tiene nada de particular si se tiene en cuenta que las capas basales del Mioceno de Vilarrodona se apoyan sobre el Keuper, cuya movilidad es bien conocida, lo que puede explicar el fenómeno. Además de la fauna citada, sobre todo de los niveles altos del Mioceno del Campo de Tarragona, hay gran número de formas vanales y otras claramente helvecienses, por lo cual la parte alta de la formación marina debe ser atribuida al Vindoboniense (*). Es el mismo hecho que ocurre en el Penedés, por ejemplo al N. y NO. de Villafranca, en donde hemos comprobado cómo los depósitos vindobonienses marinos pasan al Vindoboniense continental, atribuido antiguamente por Almera al Pontense a causa de su facies.

De lo expuesto resulta, pues, que se debe atribuir al Vindoboniense la formación continental que rellena el Campo de Tarragona.

Cuaternario

El Cuaternario tiene en esta Hoja muy escaso desarrollo; se reduce a unos pequeños escalones de terrazas a lo largo del Gayá y del Francolí, a una tenue costra travertínica que recubre algunas partes del Campo de Tarragona y a

(*) La distinción entre Helveciense y Tortonense es, como puede verse en Gignoux (Geolog. stratigraphique, 1950, p. 598), más bien de facies que estratigráfica.

derrubios de pendiente y conos de deyección, generalmente poco importantes, en la zona montañosa.

Terrazas cuaternarias.— En el río Gayá, a partir del desfiladero del kilómetro 18, empiezan a desarrollarse un par de niveles de terrazas, que con alguna interrupción se siguen a todo lo largo de su recorrido dentro de la Hoja. Aguas arriba del desfiladero, frente al Km. 18, se reconocen dos niveles, uno inferior, a 2-3 m. de altura, desarrollado en la orilla izquierda, y otro a 5-6 m., a la derecha.

Pasado el desfiladero, frente al Km. 18, reaparece la terraza alta, a 6-7 metros de altura sobre el cauce. En Pont existen los dos niveles. El nivel superior va ganando progresivamente altura sobre el cauce y se sigue bien hacia Santes Creus y Aiguamurcia. Aquí, en el Km. 5, la terraza tiene ya unos 10 m. de altura y enlaza con un cono de deyección en la orilla izquierda, que da lugar a una terraza poligénica de desembocadura.

En Vilarrodona hay una terraza en el lado izquierdo, de 3-4 m. de altura, con conglomerados en la base y limos grises o amarillentos encima, que parece corresponder al nivel inferior.

En general, sobre todo para la terraza alta, se aprecia bien cómo aguas abajo va ganando altura sobre el cauce.

En la confluencia de los ríos Francolí y Anguera se desarrolla una mancha cuaternaria algo más extensa, que remonta algo por ambos ríos y constituye una vega de regular extensión junto a Montblanch. Sobre ésta se marca claramente, al NE. del pueblo, la terraza alta, cortada por la carretera entre este último y Guardia de Prats.

Remontando el río Anguera, en la confluencia de éste con el Vallvert, entre Pira y Sarreal, se acusan también unas terrazas que se corresponden con la de Montblanch, pero con una extensión más reducida, pues aquí los ríos van más encajados en su cauce.

Por último, en Vilaverd, el río Francolí forma una mancha cuaternaria de alguna extensión, que llega hasta el borde de la Hoja y penetra en la contigua de Valls.

Costras travertínicas.— En buena parte del Campo de Tarragona, sobre el Mioceno, se halla una costra travertínica poco potente, de color blanco rosado, mezclada con cantos calizos, angulosos. Cuando no hay buenos cortes es difícil de separar del verdadero Mioceno detrítico. Esta costra se distingue bien, sobre todo al pie de la Sierra de Miramar, por ejemplo en el sector entre Figarola y Valls, y también aparece en la carretera de Valls a Pont de Armentera. En la carretera de Valls a Vilarrodona, en alguna de las pequeñas

trincheras, se aprecia bien cómo sobre el Mioceno típico, formado por conglomerados calcáreos de cemento rojizo y cantos bien rodados, existe una costra travertínica de hasta un metro de espesor, que incluye cantos angulosos, preferentemente de origen paleozoico.

Sin embargo, por las expresadas dificultades de interpretación es difícil cartografiarla, por cuya razón todo el llano aparece representado como Mioceno en el mapa.

En la carretera de Les Pobles, cerca del contacto con el Keuper (Km. 6,3), se aprecia también una costra travertínica de 40 a 50 cm. de espesor, nodulosa en la base, en donde se mezcla con arcillas rojas y cantos angulosos.

Conos de deyección y derrubios de pendiente. — El único cono importante de deyección lo corta la carretera de Querol en el Km. 17 a 17,6 y está producido por un torrente relativamente importante, sin duda poco representado en el mapa topográfico. Consta de una masa de arenas y cantos voluminosos mal calibrados y poco rodados, cementados por una pasta arcillosa con *Helix*. Se intercalan algunos niveles de travertino tobáceo, con restos de plantas, que parecen corresponder a un embalsamiento de las aguas provocado por la irrupción transversal de los depósitos en el cauce del Gayá.

Al pie o en las laderas de algunos relieves importantes existen, asimismo, derrubios de pendiente bien desarrollados. Especialmente en la falda septentrional del Montmell, a expensas de las calizas de este macizo. Al pie de los relieves calizos de Garrofet hemos observado una sucesión de derrubios que ofrece cierto interés por la superposición de facies originadas en condiciones climáticas forzosamente diferentes. En el Km. 10 de la carretera de Bonany, en una trinchera de unos 2,5 m. de altura, se suceden de abajo a arriba: a) arcillas grises, amarillentas, mezcladas con bloques angulosos de caliza, de 2 a 5 cm. de diámetro, distribuidos irregularmente; b) zona superior de esta misma capa con nódulos travertínicos, 20 cm. de espesor; c) arcillas grises, finas, replegadas, que soportan encima grandes bloques calizos, algunos hasta de 1 m. de diámetro, mezclados a su vez con dichas arcillas; indudablemente estos bloques resbalaron sobre los materiales arcillosos de la capa c, trastornándola y replegándola; d) arcillas groseras, con cantos angulosos pequeños, con nódulos travertínicos, adaptada a las irregularidades de la base erosionada; e) suelo actual. Las características de este corte indican una fase climática húmeda, la de las arcillas del horizonte c, terminada quizá con fenómenos termoclásticos que han originado los bloques calizos, intercalada entre dos formaciones más secas, arcilloso-travertínicas. Parece que corresponde a las alternancias climáticas cuaternarias.

IV

PETROGRAFÍA

La región comprendida en esta Hoja ofrece una gama de rocas muy variada. El Paleozoico está constituido por pizarras, areniscas, conglomerados y algunas rocas eruptivas escasas. El Triásico por conglomerados, areniscas, margas, calizas y dolomías. El Cretáceo por calizas masivas. El Oligoceno y el Mioceno por conglomerados, areniscas, arcillas, margas y calizas en bancos de poco espesor. Faltan rocas metamórficas. A continuación se describen las rocas eruptivas y sedimentarias más importantes, las cuales únicamente son objeto de pequeñas explotaciones.

Rocas eruptivas

Atravesando las pizarras siluriano-devonianas existen algunos pequeños diques de pórfidos de escasa potencia y desarrollo, generalmente de tipo leuco-mesócrata.

En la zona de Fontscaldetes, al SE. del caserío, hay un par de pequeños diques de dos a tres metros de ancho y pocas decenas de metros de longitud, que atraviesan las pizarras y calcoesquistos grises, atribuidos al Gotlandiense-Devoniano. Se trata de rocas muy alteradas, de color gris claro, grano bastante fino, casi de tipo felsítico, con elementos negros medianamente abundantes y poco cuarzo. Por su estado de alteración es difícil precisar más, pero por su aspecto no son muy diferentes a los demás pórfidos de esta zona. En el pequeño cerro que existe a medio kilómetro al Sur de Fontscaldetes se ve un dique de pórfido de mayores dimensiones, que alcanza más de me-

dio kilómetro de longitud y tiene de 8 a 10 m. de ancho. Macroscópicamente es una roca de color gris claro, grano grueso, netamente porfídico, con fenocristales de medio centímetro de diámetro que destacan sobre una pasta fina, de tipo aplítico. Al microscopio se revela como una roca formada por numerosos fenocristales, entre los intersticios de los cuales la pasta ocupa pequeños espacios. Los fenocristales están formados por biotita, enteramente cloritizada y con numerosas inclusiones de circón rodeadas de aureolas pleocroicas; los de feldespato están completamente transformados en sericita; en algunos de albita-oligoclasa (?) se observan estructuras radiadas. La pasta está formada en un 20 % de cuarzo, 50 % de feldespato muy alterado y el resto por mica cloritizada. Por su composición mineralógica entra en el tipo de los porfidos dioríticos.

En el afloramiento paleozoico, al N. de Pla de Cabra, existen también otros pequeños diques análogos, muy alterados y de pequeñas dimensiones, señalados sobre el mapa, los cuales atraviesan las pizarras grises, satinadas, gotlandiense-devonianas. El dique más importante de esta zona aparece al Oeste del Km. 3 de la carretera a Cabra del Campo, poco antes de Coll de Cabra; tiene un poco más de medio kilómetro de largo por 5 a 6 m. de ancho. Lleva la dirección N. 15° E. Es una roca de color gris claro, muy alterada, grano fino, porfídica, en la que se distinguen fenocristales de cuarzo (10 %), feldespato (50 %) y elementos negros (40 %), pasta de grano fino, visible a simple vista. Por su aspecto y composición mineralógica es análogo al porfido cuarzo-diorítico de Fontscaldetes.

Por último, el afloramiento eruptivo más importante corresponde a un manto efusivo de lava básica, de tipo sill, interestratificado en el Carbonífero. Tiene forma lenticular y se inicia al O. de la ermita de San Ramón, para terminar unos dos kilómetros más allá, al O. de Figuerola; describe una pronunciada curvatura, adaptándose a las inflexiones de plegamiento del Carbonífero. En algunos sitios, como al NE. de Figuerola, se observan repeticiones múltiples de pizarras y areniscas con la roca eruptiva; al O. de San Ramón algunas capas carboníferas constituyen una toba, formada por bloques de la roca eruptiva cementados por la lava misma. Se trata de una roca de color oscuro, grisverdoso en los sectores de grano más fino, gris oscuro, ceniciento, en los de grano más grueso, con pátina casi negra. Textura finamente vacuolar a causa de la disolución de fenocristales abundantes de calcita, cuyos restos blanquecinos se observan todavía en el fondo de algunos alvéolos; estos cristales tienen de ordinario de 1 a 3 mm. de diámetro, y excepcionalmente hasta 1 cm. de diámetro. Al microscopio se revela como una roca de estructura diabásica en algunas muestras, pero siempre con tendencia a la disposición fluvial, que en otros ejemplares se hace muy patente. Los fe-

nocristales son numerosos y a veces alineados según las líneas de flujo. Casi todos son de calcita, con estrías de exfoliación frecuentemente retorcidas, a causa de las presiones. Otros aparecen en disposición fibrorradiada. Por la forma del contorno, la calcita debe ser secundaria, por transformación del piroxeno; algunas veces esta transformación ha dado lugar a la formación de algunas amígdalas de cristales de cuarzo asociados a la calcita. Algunos fenocristales escasos de serpentina, también de origen secundario. La pasta está formada por microlitos alargados de clorita, muy abundantes, calcita, limonita y andesina muy transformada en sericita; también hay algo de biotita. Por su composición, esta roca pertenece al tipo de las andesitas augíticas, cuyas erupciones son frecuentes en el Carbonífero del Pirineo catalán y aragonés, según ha descrito San Miguel de la Cámara (*). En el Carbonífero de Cerdaña se hallan rocas afines, pero más ácidas, estudiadas por Boissvain (**) como porfiritas, generalmente más o menos cuarcíferas. H. Schmidt (***) atribuye rocas análogas a los meláfidos, en la zona estefaniense de La Seo de Urgel.

Rocas sedimentarias

1. Rocas detríticas.—Los conglomerados cuarzosos de color gris oscuro y cemento arenoso y las areniscas del mismo color abundan en el Carbonífero. El Buntsandstein está formado por conglomerados cuarzosos y areniscas de color rojo. También hay abundantes conglomerados fuertemente cementados en el Eoceno y Oligoceno; la Sierra de Sant Miquel es una masa de pudingas de esta naturaleza; en el Terciario de la Conca de Barbará y en el Mioceno del Campo de Tarragona abundan los conglomerados en capas delgadas, de cemento arenoso-calizo, bien cementados los del Paleogeno y mucho menos cementados los del Neogeno. Las arcillas y areniscas de vivos tonos rojizos abundan en el Buntsandstein superior, Muschelkalk medio y algo más pálidas en el Mioceno, Eoceno y Oligoceno. En el Siluriano superior hay pizarras ampelíticas, y en el inferior pizarras arcillosas. Ninguna de estas rocas es objeto de explotación.

(*) San Miguel de la Cámara (M.): «Rocas eruptivas de España».—M. R. Acad. Ciencias de Madrid. Serie de Ciencias Naturales, tomo VI, Madrid, 1936, pág. 203 y siguientes.

(**) Boissvain (H.): «Étude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la Haute Sègre (Pyrénées catalanes)».—Bulletin Soc. Histoire Nat. Toulouse, t. XLVI, pág. 33-170. Toulouse, 1934.

(***) Schmidt (H.): «Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen».—Beiträge zur Geologie der westlichen mediterranegebiete. N.º 8. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, 1931.

2. Rocas de precipitación.—En este grupo figuran las calizas, dolomías y los yesos.

Las calizas y dolomías forman pequeños espesores en el Siluriano-Devoniano, pero sobre todo abundan en el Muschelkalk inferior y superior, con espesores de más de un centenar de metros. Estos materiales se explotan modestamente en varios puntos, especialmente como piedra de construcción en Cabra del Campo. También son objeto de pequeñas explotaciones locales los bancos calizos oligocenos.

Los yesos se hallan interestratificados en el Muschelkalk medio, en donde forman lentejones de 5 a 10 m. de espesor, que se explotan como material de construcción al Este de Cabra del Campo. En Sarreal, en el Oligoceno, existen también yesos sacaroides, de tipo alabastrino, que sostienen una pequeña industria rural dedicada a objetos de adorno.

V

TECTÓNICA

Las grandes unidades

Las grandes unidades geográficas descritas: Sierra de Miramar, Bloque del Gayá, Cuenca de Barbará y Campo de Tarragona, corresponden en líneas generales a otros tantos conjuntos tectónicos de características muy bien definidas.

La Sierra de Miramar y el Bloque del Gayá constituyen un fragmento integrante de la llamada Cordillera Prelitoral Catalana, de dirección NE.-SO., que es la dirección de la Sierra de Miramar. Al Este del Gayá esta cordillera emite una larga apófisis, casi transversal, que forma el llamado Bloque del Gayá, el cual cierra por el Este el Campo de Tarragona y lo separa de la depresión del Panadés.

Estas direcciones orográficas corresponden a otros tantos accidentes tectónicos. La Sierra de Miramar es en conjunto un gran anticlinorio triásico, ligeramente volcado hacia la Cuenca de Barbará y cuya mitad meridional se halla hundida bajo el Campo de Tarragona. Esta falla permite aflorar el Paleozoico que forma el núcleo herciniano, gracias a lo cual conocemos las características tectónicas del zócalo paleozoico.

Una falla importante, alineada también de NE. a SO. separa la alineación de la Sierra de Miramar de la otra unidad alpina, el Bloque del Gayá. Éste está constituido por un conjunto de pliegues relativamente suaves, orientados también de ENE. a OSO., en los que además del Trías se han conservado retazos de la cobertera eocena. Estas alineaciones aparecen cortadas en dirección N.-S. por la gran flexión falla que bordea por este lado el Cam-

po de Tarragona y que hunde el Bloque del Gayá bajo los sedimentos terciarios de la depresión. Sin embargo, la dislocación es compleja, pues mientras por el Norte es una flexión falla importante, hacia el Sur desaparece progresivamente y el contacto con el Mioceno de la depresión del Campo de Tarragona se hace por simple inmersión bajo los depósitos marinos.

Así, en conjunto, la Cordillera Prelitoral está formada por una serie de plegamientos alineados de ENE. a OSO. cortados por fallas en la misma dirección y en dirección ortogonal.

Las otras dos unidades tectónicas son las depresiones que bordean la Cordillera: el Campo de Tarragona al Sur y la Cuenca de Barbará, al Norte.

Esta última es parte integrante de la depresión del Ebro, y en este sector está constituida por el Eoceno y Oligoceno continentales. En la zona de contacto con el pliegue volcado de la Sierra de Miramar, las capas eocenas se levantan hasta invertirse, pero pronto adquieren la horizontalidad que conservan en la mayor parte de la depresión, por lo que ofrecen escasos problemas tectónicos. Una falla importante limita por el Oeste la Cuenca de Barbará y la separa del macizo de Prades, constituido por el zócalo paleozoico y una cobertera mesozoica, pero en la Hoja sólo aparece el límite meridional de este gran accidente.

En cuanto a la depresión miocena del Campo de Tarragona, ya se ha dicho que aparece limitada por fallas importantes por el N. y el NE., mientras el contacto entre el Mioceno marino y el Secundario es transgresivo en el sector oriental. Aun cuando las capas inferiores del borde de la depresión han sido afectadas por la dislocación, en líneas generales puede decirse que el Mioceno fosiliza el escarpe de falla, por lo que éste es netamente premioceno. La perfecta o casi perfecta horizontalidad de los estratos en el resto de la depresión evita el planteamiento de más problemas tectónicos. Así pues, mientras la tectónica de la Cuenca de Barbará es sincrónica de la formación de la Cordillera Prelitoral, en cambio la tectónica de la depresión del Campo de Tarragona es mucho más reciente, seguramente de principios del Mioceno.

Estudiamos por separado la estructura de las cuatro unidades citadas empezando por la estructura del zócalo herciniano de la Sierra de Miramar.

Tectónica herciniana

El escaso desarrollo que alcanzan en la Hoja los terrenos paleozoicos impide sacar conclusiones importantes, tanto sobre estratigrafía como sobre tectónica de la zona herciniana. En el trabajo varias veces aludido de Julivert, que tiene límites más extensos, se han podido precisar mejor esos rasgos, y por eso nos ha servido en gran parte para la interpretación del propio sector abarcado por la Hoja.

El estudio de la sedimentación demostró la existencia de dos fases diferentes, separadas por una discordancia paleozoica importante; una primera marina, que abarca desde el Ordoviciense hasta el Devoniano; y otra continental que corresponde al Carbonífero.

Durante la primera se depositó una serie potente de pizarras, pizarras ampelíticas y finalmente calizas y calcoesquistos, de facies similar a las del resto del Paleozoico catalán. La aparición de dolomías y calizas en la parte alta de esta formación demuestra la progresiva disminución en profundidad de la cuenca sedimentaria. La falta de fósiles impide precisar la existencia de posibles lagunas estratigráficas en esta sucesión. Este conjunto siluriano-devoniano fué plegado durante los movimientos hercinianos iniciales, puesto que la segunda serie estratigráfica, atribuida al Carbonífero, reposa francamente discordante sobre los terrenos anteriores. Se trata de una neta discordancia angular, aunque no muy fuerte, francamente visible en el sector de Figuerola. Además, las capas basales del Carbonífero descansan indistintamente sobre los diferentes niveles silurianos o devonianos. Es imposible fijar la edad exacta de este primer plegamiento herciniano, puesto que desconocemos la del Carbonífero discordante. Si a juzgar por paralelismos estratigráficos la atribuimos, como hemos hecho, al Dinantiense, entonces se trataría de la fase bretónica.

La facies «culm» de este Carbonífero y los abundantes filones capas intercalados, demuestran que se trata de una formación sinorogénica de tipo flysch, plegada enérgicamente por los plegamientos hercinianos más recientes, cuya edad exacta tampoco es posible precisar, pero que, por similitud con el resto del Paleozoico catalán, es posible atribuir a la fase sudética de Stille, comprendida entre el Carbonífero inferior y el medio. Lo único positivo es que el Buntsandstein reposa fuertemente discordante sobre el conjunto paleozoico. Respecto al Carbonífero la discordancia puede alcanzar de 60 a 80°.

Por consiguiente, el complejo paleozoico ha sido plegado en dos fases, una probablemente pre-dinantiense, y otra paroxismal post-dinantiense.

Respecto a la estructura determinada a consecuencia de los plegamientos hercinianos es difícil poder deducir conclusiones interesantes, a causa del escaso desarrollo de los afloramientos. En la serie paleozoica inferior parecen dominar los rumbos Norte, tal como también se observa en el resto del Paleozoico costero de Cataluña, es decir, una dirección vagamente armoricana. En cambio, las direcciones de plegamiento del Carbonífero, sobre todo en el sector meridional, se alinean de NE. a SO., incluso parecen francamente influenciadas por las direcciones alpinas de la Sierra de Miramar, a las que, alrededor de Figuerola, tienden a amoldarse. Sin embargo, cualquier afirmación respecto a este particular debe tener en cuenta la escasa amplitud de los afloramientos.

Tampoco pueden obtenerse grandes enseñanzas respecto al estilo de plegamiento. Como es frecuente en estos terrenos, se producen despegues en el contacto con las pizarras ampelíticas, las cuales casi siempre se hallan en contacto mecánico con los niveles más rígidos de las calizas siluriano-devonianas, tal como se observa al SE. de Cabra del Campo. En cuanto a los accidentes tectónicos, tienen dentro de nuestro sector tal carácter fragmentario que es casi imposible esbozar la existencia de las líneas estructurales. Entre Fontscaldetes y Cabra, el Carbonífero parece alargarse en un sinclinal comprendido entre el Siluriano de Fontscaldetes y el Siluriano-Devoniano del SE. de Cabra, el cual estaría así arrumbado de NO. a SE. Otra ondulación sinclinal podría iniciarse en el extremo oriental de Can Vallet, en el que afloraría el Carbonífero de este sector. El Siluriano-Devoniano, más intensamente plegado, responde al sistema de estrechos pliegues isoclinales, más o menos imbricados y disarmónicos, típicos del Paleozoico catalán.

Como rasgo tectónico destacado, cabe citar las erupciones que en forma de dique asoman en el Paleozoico. En el Siluriano y Devoniano hay algunos pequeños diques de pórfidos que serán descritos oportunamente. Y en el Carbonífero hay una potente erupción de andesita que en forma de sill y con tobas interestratificadas alcanza tres kilómetros de longitud al Norte de Figuerola. Se trata, pues, de una erupción intracarbonífera.

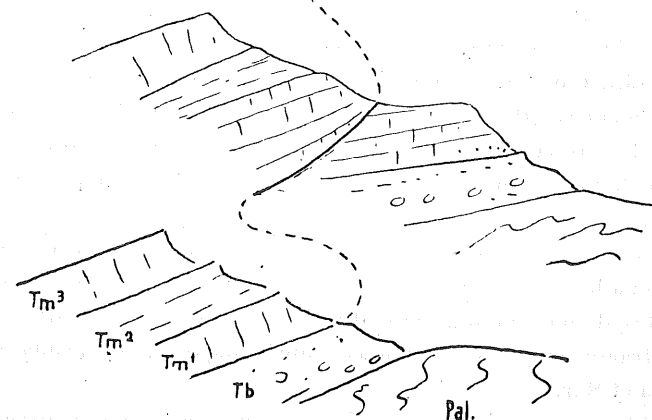
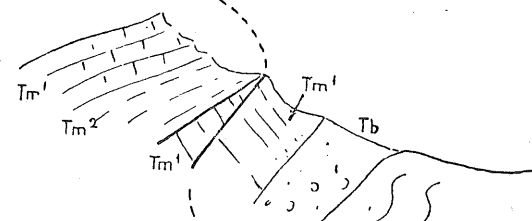
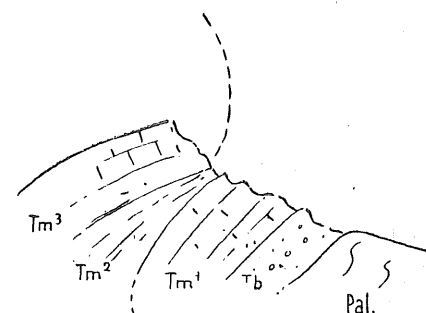
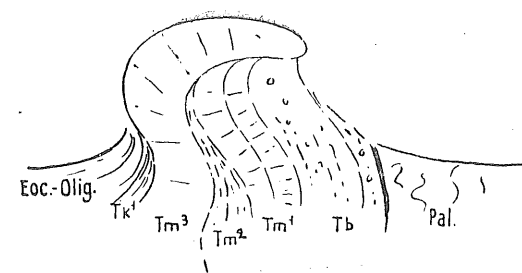


Fig. 5.— Estructura de la Sierra de Miramar en el sector de Coll de Cabra-Fontscaldetes.

Tectónica alpina

1. Sierra de Miramar.—Bajo esta denominación comprendemos no sólo la estrecha faja montañosa que va desde Lilla al torrente de Rupit, sino el ángulo SO. de la Hoja, que constituye la extremidad de la Sierra de Prades y la serie de montañas que prolongan hacia el NE. aquella sierra, por los montes de Salmellá, Serrat del Camadall y Tauleria, para salir por el ángulo Nordeste, ya en el límite con la provincia de Barcelona. En efecto, aun cuando geográficamente estas unidades sean diferentes, desde el punto de vista geológico su disposición tectónica obedece a los mismos fenómenos y la continuidad de los accidentes está bien patente.

Como ya se ha dicho antes, la Sierra de Miramar, que cierra por el Norte el Campo de Tarragona, está constituida por un anticlinal triásico, de núcleo paleozoico, cuya rama Norte se desplaza y vuelca sobre el Terciario de la Cuenca del Ebro, y cuya rama Sur se hunde bruscamente, por efecto de una gran falla, y queda oculta bajo los sedimentos miocenos y cuaternarios de la llanura de Pla de Cabra. La carretera de Cabra del Campo, que corta por un estrecho esta estructura, pone bien de manifiesto la cobijadura del Eoceno lacustre bajo los tres niveles del Muschelkalk, que muestran buzamientos entre 65° y 75° Sudeste. El Keuper no aparece claramente definido en esta zona, tal vez oculto bajo los derrubios, pero el Bunt está bien representado, y al Sur se ve el Paleozoico, que en largo afloramiento se extiende desde el borde Sur de la Hoja hasta el torrente de Rupit.

La rama Sur del anticlinal no aparece por ningún sitio en esta zona, pero al Este de Lilla quedan flotando sobre el Paleozoico retazos o mogotes de distinto tamaño, de calizas del nivel inferior del Muschelkalk, que se han deslizado sobre las pizarras y que casi constantemente descansan sobre éstas por intermedio de unos lechos más o menos gruesos de Bunt, al que se le ve rojear aureolando la base de los bloques de caliza.

Los distintos niveles del Bunt y el Muschelkalk aparecen con una gran continuidad a lo largo de toda esta zona, sólo afectados por accidentes y roturas locales, de poca monta, pero al llegar a la carretera de Lilla se encuentran unas fracturas que complican bastante la disposición y desplazan el conjunto hacia el Sur.

Es notable la inflexión, tan brusca al par que continua, que ofrece este accidente en el ángulo SO. de la Hoja. El pliegue, como los demás accidentes que veremos luego, se orienta en dirección NE.-SO. hasta las proximidades

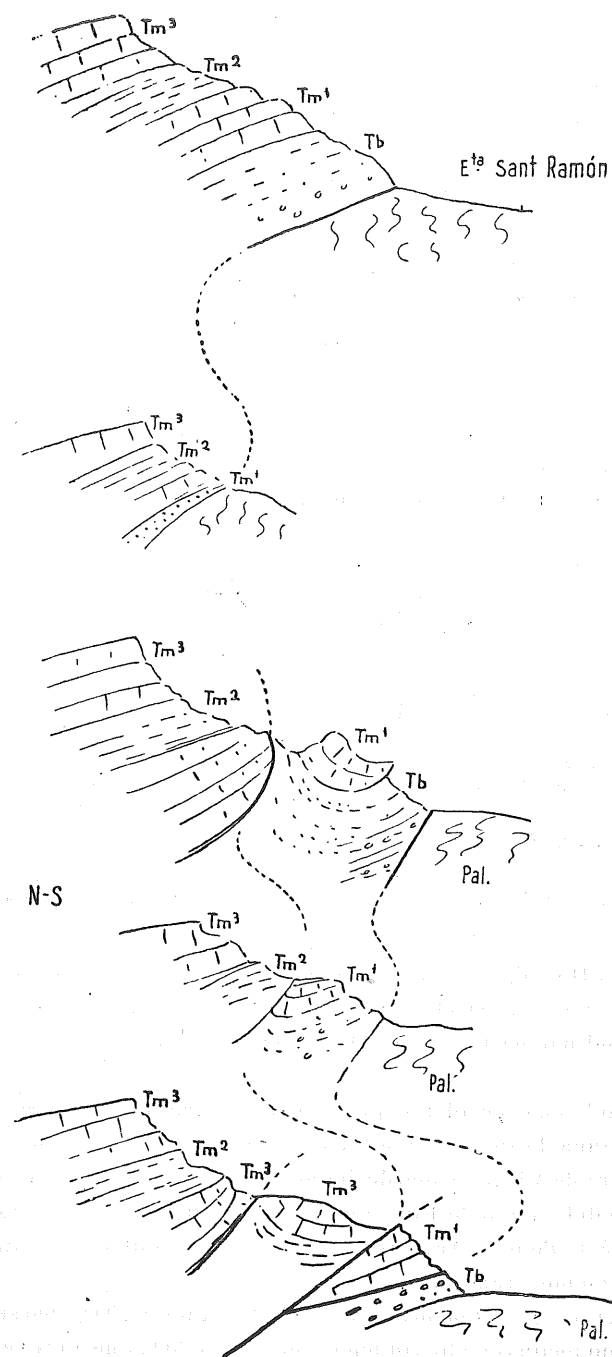


Fig. 6.—Estructura de la Sierra de Miramar en el sector de Figuerola, de la ermita de San Ramón hacia el Oeste.

de Prenafeta; al llegar cerca de este pueblo se incurva rápida y continuamente, para colocarse casi en dirección N.-S. hasta Lilla. Aquí aparecen las roturas citadas, que cortan oblicuamente el pliegue y se incurva de nuevo el mismo de manera continua, pero en sentido contrario, si bien esta disposición queda fuera de nuestra Hoja, en la contigua de Valls. Aquí, en el congreso de La Riba, las capas giran un cuarto de vuelta y al reaparecer en Vilaverd están en posición perpendicular a como salieron de la Hoja.

En este rincón de la Hoja, que como ya se dijo antes es la terminación oriental de la Sierra de Prades, el pliegue se suaviza bastante, pues la falla que lo limita por el lado del Campo de Tarragona se aleja del eje del anticlinal y éste se muestra, ya fuera de nuestro ámbito, como una amplia altimeseta de estratos triásicos subhorizontales, que caen bruscamente hacia la Cuenca del Ebro, sin llegar a desplomarse sobre el Terciario en su corto re-

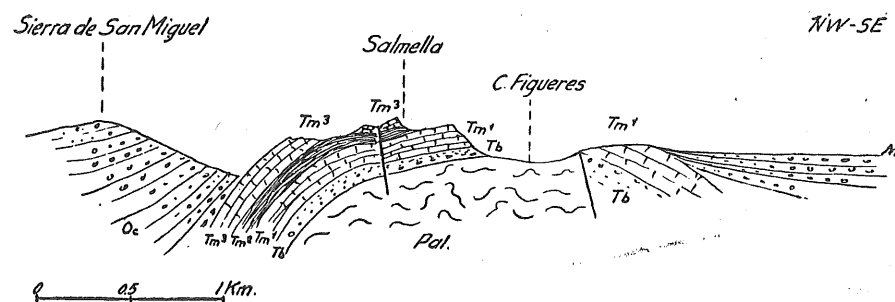


Fig. 7. - Corte del anticlinal de Salmellá (símbolos, los del mapa).

corrido por la Hoja de Montblanch, pero sí algo más lejos. Aquí se ven todavía, en lo más alto, los estratos calizos del Muschelkalk, horizontales, pero en seguida se inclinan hasta más de 50°, posición en que se ocultan bajo el Eoceno lacustre.

Por el otro lado, el accidente que comentamos, al llegar al torrente de Rüpít pierde alguna de sus características, pues la gran falla que venía limitando la Sierra de Miramar pierde importancia en su salto, porque el gran hundimiento del Campo de Tarragona viene limitado aquí por otra falla que pasa más allá de Pont de Argentera, y ya los desplazamientos relativos de los estratos son menos grandes.

Además, el pliegue es menos brusco y los estratos del Triásico se disponen en un gran monoclinal de buzamientos suaves al NO., que rara vez llegan a los 20°.

La falla que venimos viendo hasta aquí, se continúa, pero con salto mucho

menos grande, por cerca de Can Ballet hasta el Serrat del Camadall, en donde se pierde, pero antes ha sido sustituida por otras dos, una a cada lado, que se inician, una cerca de las casas de Savorella y la otra en la ladera oriental del monte Cristiá.

Estas dos fallas se continúan hasta un poco más allá del Río Gayá, en donde desaparecen. Pero en la zona de Vallespinosa y Santa Perpetua afectan a una alternancia de calizas y tramos rojos en posición monoclinal, produciendo siempre el hundimiento del labio Sur, lo que da lugar a una serie de repeticiones, que ya señalamos en un trabajo anterior y que dan la sensación de que el Triásico es mucho más complejo de lo que en realidad es.

Como decimos antes, a poco de pasar el Río Gayá, se pierden estas roturas, y el Triásico, en algunos sitios recubierto por la caliza de Alveolinas, se dispone en un suave anticlinal, de buzamientos que no suelen pasar de 30°, que es el del vértice Tauleria. Hacia el NE., el eje muestra un buzamiento suave en ese sentido, razón por la que el Muschelkalk que se encuentra en el vérti-

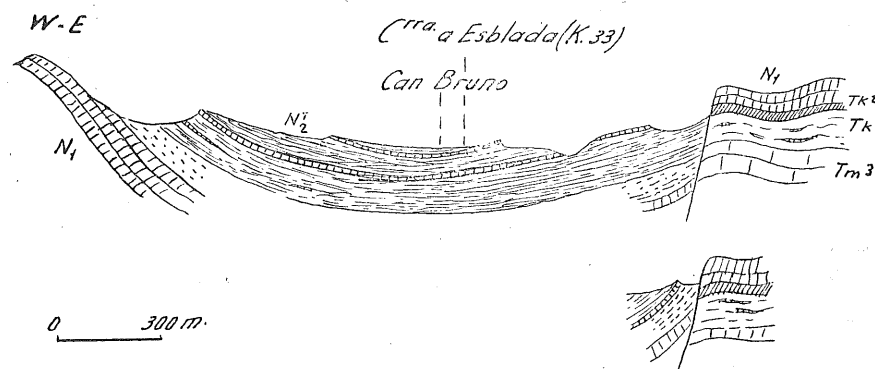


Fig. 8. - Corte del sinclinal al NE. de Esblada.

ce citado, viene a poco rodeado en herradura por el Keuper y la caliza de Alveolinas, que se la puede seguir continuamente desde Esblada hasta Pontils.

Al SE. del anticlinal descrito, el Eoceno, integrado por la caliza de Alveolinas y el tramo rojo superior, se dispone en suave sinclinal que se atenúa poco a poco y desaparece antes de llegar a Montagut. En la rama Sur de este sinclinal hay que señalar una falla de pequeño salto, que proviene de la hoja contigua de Villafranca del Panadés y que se atenúa y desaparece a poco de penetrar en nuestra Hoja.

2. Bloque del Gayá.—Al SE. de la carretera de Valls a Igualada y Este del Río Gayá, se desarrolla una serie de pliegues que integran un conjunto

montañoso que culmina en el Montagut y en el Montmell. Estos pliegues, como la propia Sierra de Miramar, corren arrumbados de NO. a SE. Tanto por su posición como por su estilo esta unidad tectónica es muy distinta de la Sierra de Miramar. En primer lugar por estar integrada por elementos estratigráficos mucho más altos, Muschelkalk medio y superior, Keuper, Cretáceo y Eoceno. En segundo lugar por su tectónica mucho menos violenta, pues se reduce a ondulaciones sencillas, formadas por pliegues estrechos,

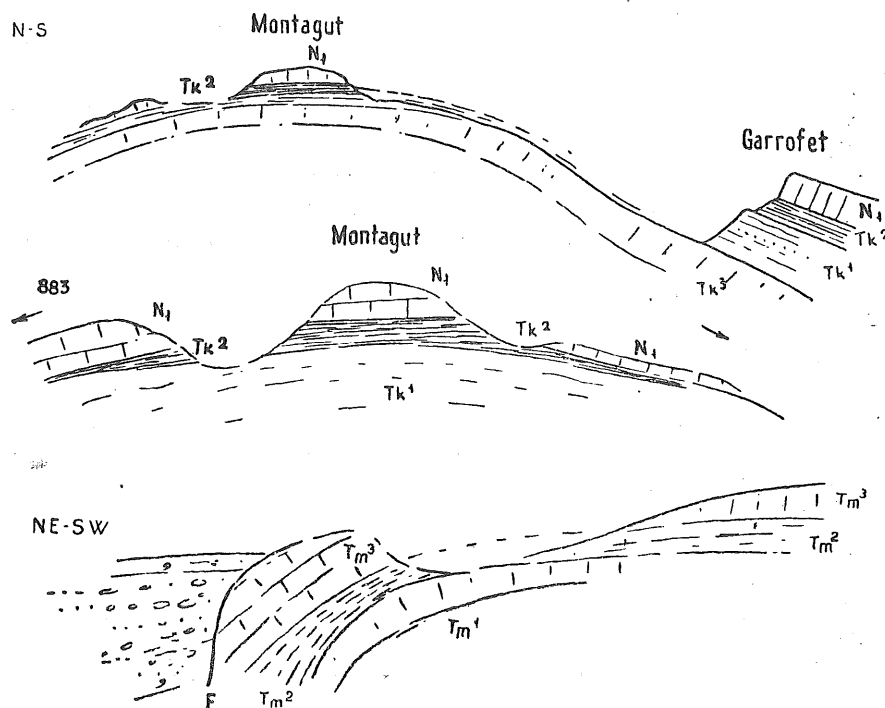


Fig. 9.—La cúpula de Montagut.

algo apretados en el sector Sur, y por amplias ondulaciones y flexiones en el sector septentrional.

En este conjunto pueden distinguirse transversalmente, de Norte a Sur, las siguientes unidades: anticlinal laxo de Montagut, sinclinal de Bonany-Les Pobles, anticlinorio complejo de Celma-Sant Marc y sinclinal cretáceo del Montmell, las cuales describiremos brevemente.

A) ANTICLINAL DE MONTAGUT.—Se trata de un amplio y suave abombamiento de unos cinco kilómetros de luz, que se inicia en el valle del Río Gayá.

Desde el fondo del río, el Muschelkalk, constituido por sus tres tramos típicos, monta suavemente, con buzamientos inferiores a los 45° hasta colocarse horizontal en una anchura de 2 a 3 Km., para descender en la misma forma en sentido opuesto, hacia el Sur, con gran regularidad. En la cumbre del anticlinal se han conservado el Keuper y retazos abundantes del Eoceno, cuyas calizas más resistentes forman el cerro testigo de Montagut, completamente horizontales. Hacia el NE. el eje del anticlinal se hunde suavemente, por lo que la parte superior del mismo, formada por el Eoceno, pasa a ocupar el sitio desempeñado por el Triás en el sector occidental. Por el Oeste, el eje del pliegue queda cortado bruscamente y se hunde bajo el Mioceno del Campo de Tarragona, debido a un gran accidente transversal, la flexión falla de Les Ordres, de la cual nos ocuparemos más adelante. Su flanco NO. atraviesa el Valle del Gayá y se hunde suavemente en dirección a la depresión del Elro, pero pronto queda cortado por el sistema de fallas en escalera de rumbo NE.-SO., que constituye el gran accidente tectónico que separa el Bloque del Gayá de la Sierra de Miramar; la falla al SO. de Esblada, que afecta al referido flanco, no es más que mera réplica de estas notables fracturas.

B) SINCLINAL DE BONANY-LES POBLES.—Es muy parecido por su estilo suave y amplio al anticlinal de Montagut. El flanco Sur de este accidente, con buzamientos inferiores a los 40°, se pone pronto horizontal, dibujando tan sólo algunas ligeras ondulaciones. En el fondo del sinclinal se ha conservado el Keuper y una gran masa de Eoceno calizo, que forma las cumbres de Garrofet, La Masó, La Figuera y crestas al Norte de Bonany. Debido a la plasticidad de las margas del Keuper, las calizas que asoman encima, comprimidas en el eje del sinclinal, han sufrido algunos trastornos poco importantes, que vienen señalados por los pequeños accidentes de la parte Este y Sur del macizo de Garrofet.

Los contactos anormales con el Keuper son frecuentes, pero no implican grandes despegues. Así, por ejemplo, el pequeño anticlinal del NE. de Les Pobles, que permite aflorar las calizas superiores del Muschelkalk entre el Keuper, se halla claramente despegado de éste en su flanco septentrional. Otro tanto ocurre con el centro del sinclinal, en donde el Keuper de Santa Inés se ha introducido en cuña, entre las dos masas principales de calizas eocenas. Este contacto, sobre todo al pie de Garrofet, está netamente tectonizado, con un retazo laminado de arcillas del Keuper. Pero se trata de detalles sin gran importancia para el dispositivo general.

Mucho más importantes son los accidentes que ponen en contacto el sinclinal de Les Pobles-Bonany y el anticlinorio de Celma-Sant Marc, que describimos a continuación.

C) ANTICLINORIO CELMA-SANT MARC.—Esta unidad secundaria la consideramos formada por una serie de pliegues, rectos y muy regulares, constituidos por el Muschelkalk superior y medio, laminados. Al Sur de este conjunto de pliegues estrechos se desarrolla otro pliegue mucho más amplio y profundo, en el que se aloja el Keuper y el Cretáceo del Montmell. Por estar situado este conjunto de pliegues de Celma y Sant Marc entre el sinclinal de

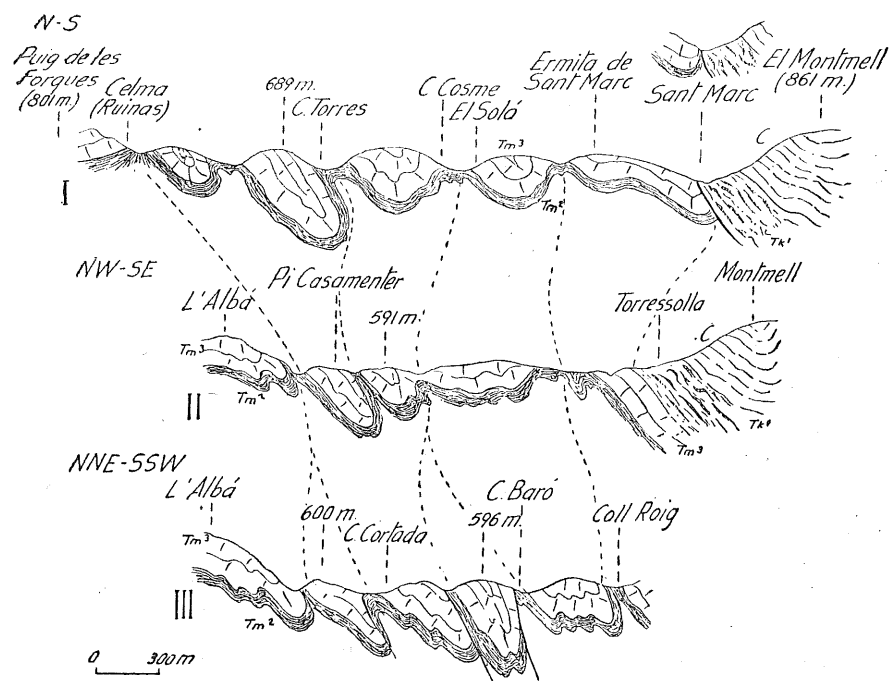


Fig. 10.—Estructura del Bloque del Gayá en el sector SE. de la Hoja. Cortes ordenados de NE. a SO.; I, de Celma al Montmell; II, de Albá al Montmell; III, de Albá al Coll Roig.

Montmell y el de Les Pobles-Bonany, lo consideramos, en líneas generales, como un anticlinorio complejo, de estructura y estilo muy diferente a las restantes unidades del Bloque del Gayá.

La zona más compleja de la unidad referida es su parte septentrional, a lo largo del contacto con el amplio sinclinal de Les Pobles-Bonany, que lo limita por el Norte. En efecto, este contacto es muy complejo y está fallado desde el centro hasta su extremo occidental. La zona de estructura más complicada es la situada entre Les Pobles y la mina «Rosario», de bauxita, cercana a Mas Rossell. En este sector las calizas eocenas del fondo del sinclinal buzan

hacia el Sur, primero suavemente, como en todo el sinclinal de Les Pobles-Bonany, y luego bruscamente, describiendo una flexión pronunciada, se colocan casi verticales, hundiéndose bajo la masa de calizas triásicas del macizo del Albá, que las cabalgan fuertemente. En realidad este accidente, más que de una falla inversa, se trata de un estrecho sinclinal estrangulado y pinzado en el flanco inverso del anticlinorio de Les Pobles-Bonany, que aquí empieza a iniciarse.

Por consiguiente, lo mismo que en el Valle del Querol, se aprecia una tendencia hacia la vergencia Norte de todas estas unidades, aunque poco marcada o señalada simplemente por estos contactos anormales, que jalonan el flanco septentrional de las unidades tectónicas.

Es fácil darse cuenta de este dispositivo siguiendo el plano de cobijadura al Este de Les Pobles. Un poco al O. de la casa Miracle, en la cicatriz del cabalgamiento, aparece una estrecha banda pinzada formada por Keuper, en cuyo interior se alberga un retazo de calizas eocenas, todavía cabalgado por el Muschelkalk superior. Este contacto anormal, pero ahora ya sin el vestigio del flanco inverso, se sigue hasta la mina «Rosario». En este trayecto las dolomías del Muschelkalk superior, que forman la mole del Albá, buzan hacia el Sur y apenas cabalgan las calizas eocenas, casi horizontales, del fondo del valle. Por consiguiente, la cobijadura va pasando a falla vertical. En la misma mina «Rosario», las dolomías del Albá están en contacto por falla con una estrecha lámina de Keuper, de capas casi verticales, que forman una estrecha cuña que se intercala entre dichas dolomías y las del mismo tramo que asoman normalmente debajo del Eoceno horizontal de Mas Rossell, y a las que el Keuper cabalga ligeramente.

Este accidente tectónico, ya enteramente vertical, cambia aquí de dirección y jalona en dirección NE., a lo largo de La Masó y La Portella, el contacto entre el Eoceno del fondo del sinclinal y el Keuper, que forma una estrecha banda comprimida y tectonizada que separa la masa de calizas triásicas del anticlinorio y la de las calizas eocenas del sinclinal de Les Pobles-Bonany. Al NE. de La Portella el accidente prácticamente desaparece y es sustituido por una flexión cada vez más suave, provocada por el hundimiento progresivo de los ejes de plegamiento hacia el NE., de forma que la masa de calizas de Celma aparece ya normalmente debajo del Keuper y del Eoceno de Bonany por intermedio de una suave flexión.

La estructura del resto del anticlinorio de Celma-Sant Marc es mucho más sencilla, según ya se ha apuntado. Consiste, en esencia, en una serie de cuatro o cinco anticlinales estrechos, orientados casi rectilíneamente de NE. a SO., verticales o ligeramente vergentes hacia el Noroeste. En el eje de los anticlinales aflora el tramo rojo del Muschelkalk medio, y sus flancos, casi vertica-

les y muy laminados, están constituidos por las calizas del Muschelkalk superior. En algún caso se dibuja netamente el sinclinal correspondiente a estas calizas, que en general se trata de una banda laminada subvertical, que cabalga ligeramente el eje margoso del anticlinal.

De Norte a Sur se distinguen en este anticlinorio las siguientes unidades estructurales: 1), sinclinal Celma-Albá, formado, como todos ellos, por las calizas del Muschelkalk superior; es el más ancho de esta serie de pliegues del anticlinorio y en su sector SE. se complica en la zona de Manlleu por una serie de dislocaciones transversales; 2), anticlinal de Pi Casantera, en el que aflora el tramo rojo del Muschelkalk; 3), sinclinal de Les Torres, muy estrecho y dirigido rígidamente de NE. a SO., con las calizas subverticales, que forman las paredes escarpadas de la unidad siguiente; 4), sinclinal al NE. de Les Torres, formado también por el tramo rojo del Muschelkalk, en estrecha alineación casi estrangulada en su sector central; 5), sinclinal de C. Cosme-Cerro 591, con calizas del Muschelkalk en disposición análoga al anterior sinclinal; 6), anticlinal al E. de C. Cosme-C. Baró, estrangulado en su porción central por entrar en contacto las calizas del sinclinal anterior con las de la unidad siguiente; 7), sinclinal Sant Marc-Montmell, ligeramente ondulado para permitir el afloramiento del tramo rojo en sus flancos; pero en conjunto el Muschelkalk buza hacia el SE. y encima aparece el Keuper de la carretera de Sant Marc y el Cretáceo del gran sinclinal del Montmell, que constituye la unidad más meridional de la Hoja.

D) SINCLINAL DEL MONTMELL.—Las calizas y dolomías del Muschelkalk superior, a partir de la ermita de Sant Marc, buzan suave y uniformemente hacia el SO. hasta desaparecer bajo la serie de margas verdes y calizas margosas del Keuper, que empiezan en las casas de abajo de Sant Marc y se siguen ininterrumpidamente al pie de los abruptos relieves de la cresta alargada que forma la alineación del Montmell, de la cual, en el mapa sólo existe el pequeño retazo que comprende la cumbre de La Atalaya, punto culminante de la alineación. A su vez, el Keuper se hunde buzando en la misma dirección bajo la mole de dolomías del Montmell. Los derrubios impiden ver bien el contacto entre ambos terrenos y la falta de estratificación imperceptible en las dolomías y calizas masivas del Cretáceo impediría reconocer la estructura, si más al SE., fuera ya de la Hoja, la erosión no hubiese dejado al descubierto zonas muy destacadas en la que aquélla es perfectamente visible. Se trata indudablemente de un sinclinal amplio, pero de flancos bastante inclinados, unos 50 a 60°, que por su mayor resistencia a la erosión ha quedado colgado entre el valle margoso ocupado por el Keuper de Sant Marc y el bray

de La Juncosa, que se extiende a expensas del anticlinal dismantelado que lo limita por el SE., fuera ya también de los límites de la Hoja.

E) FLEXIÓN-FALLA DE LES ORDRES.—La mayor parte del Bloque del Gayá, en su porción septentrional, desaparece bruscamente en el contacto con el Mioceno que rellena la depresión del Campo de Tarragona. Este contacto viene señalado por un importante accidente tectónico, cuya presencia se adivina

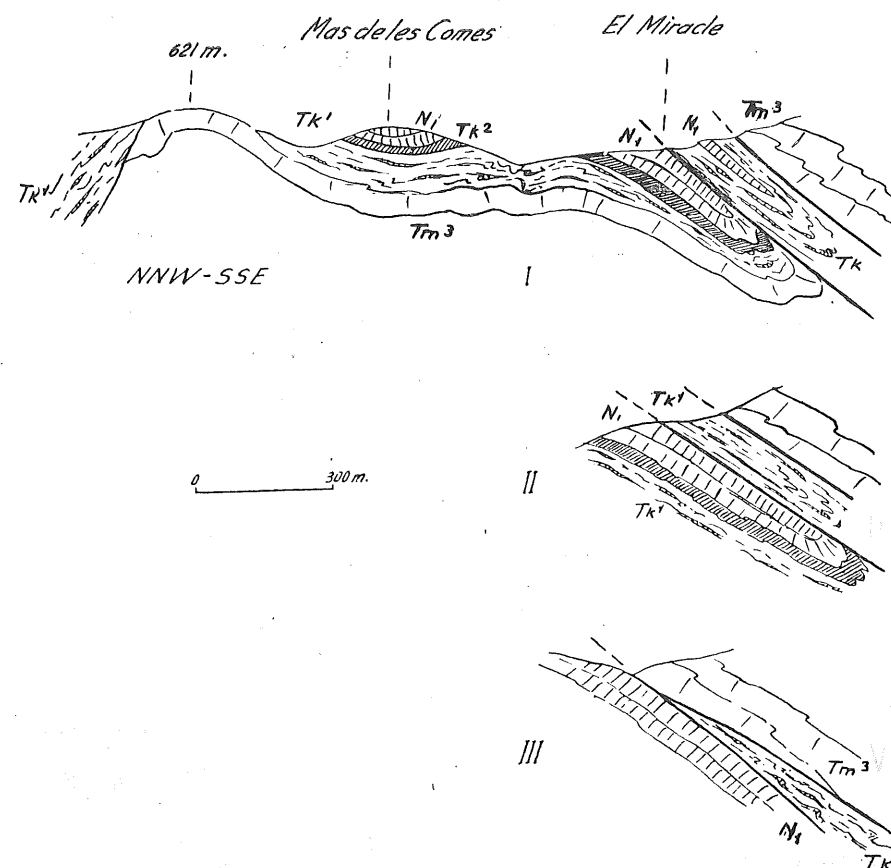


Fig. 11.—Estructura del sector meridional de la Hoja, en los alrededores del Miracle, al E. de Santes Creus. Cortes ordenados de E. a O.

ya en la misma topografía; en algunos sitios por un acantilado y en otros por un relieve abrupto de 300 a 500 m. de desnivel, que separa ambas unidades tectónicas y geográficas.

El accidente es complejo en su estructura de detalle, aun cuando en líneas

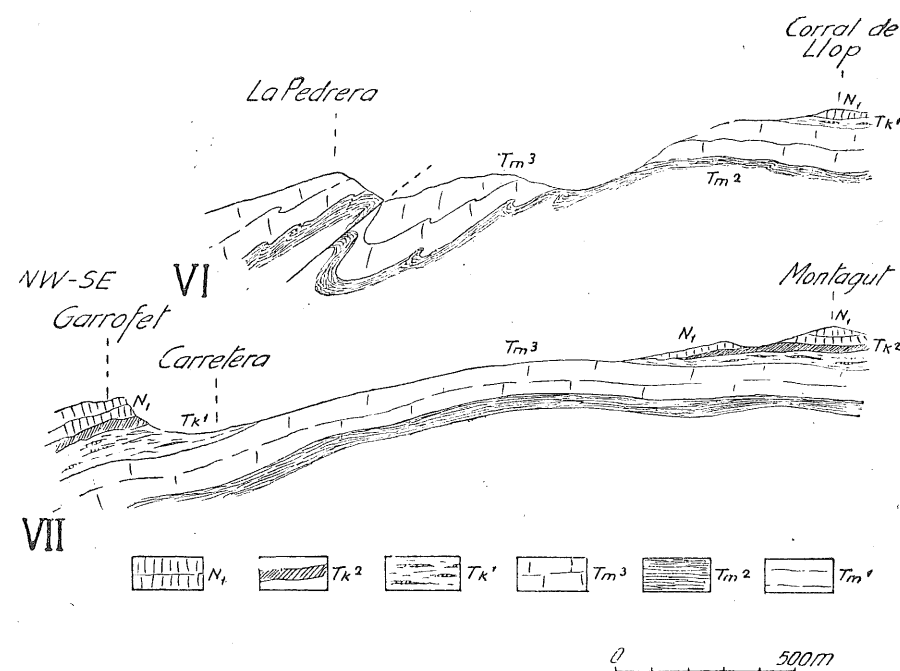
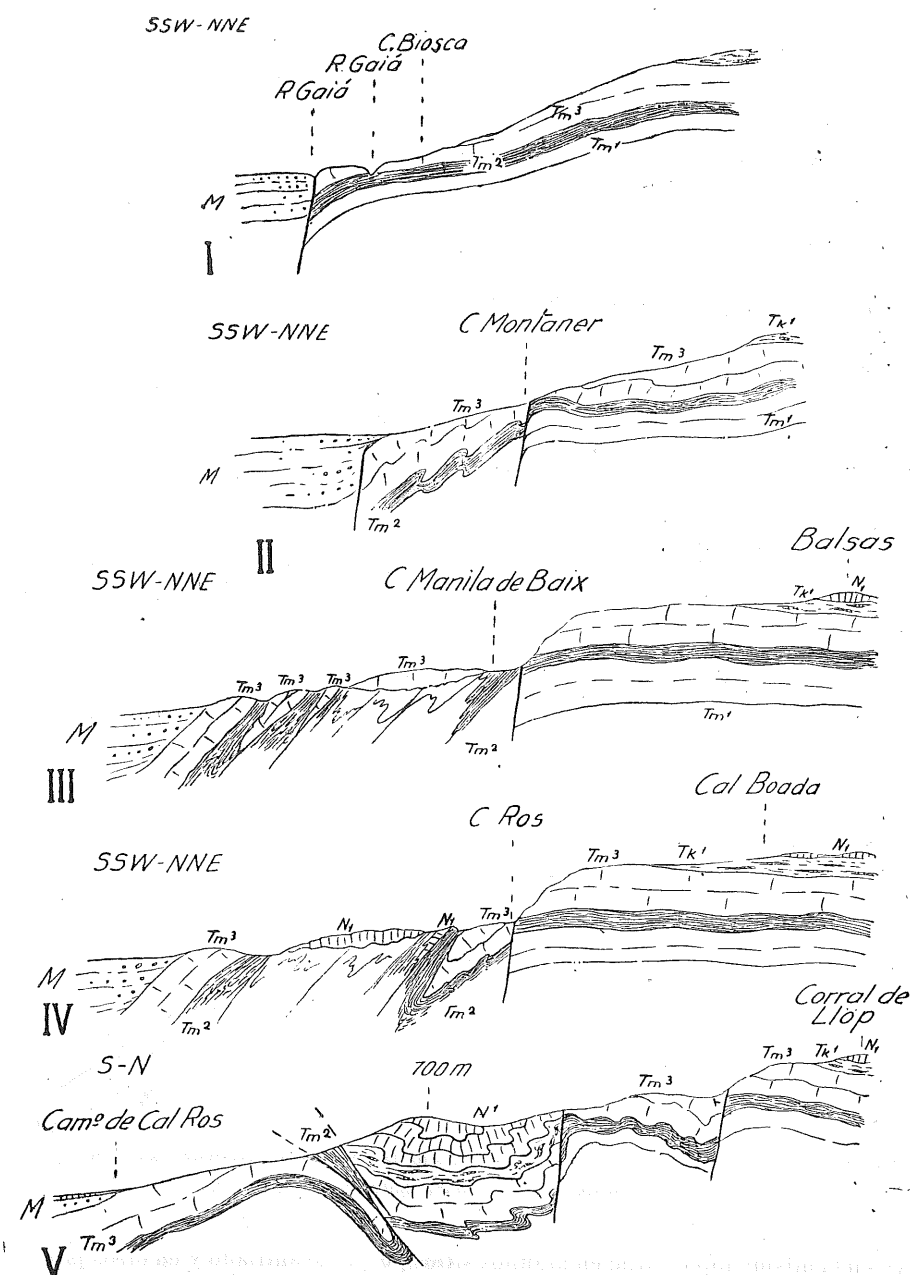


Fig. 12.—Flexión-falla de Les Ordres, al E. de Santes Creus. Cortes seriados de Norte a Sur.

generales se reduce a una flexión-falla que hunde el flanco occidental del accidente. Por su importancia merece un análisis detallado.

El accidente se inicia por el Norte, en el contacto entre la unidad que hemos denominado anticlinal de Can Vallet y el Bloque del Gayá. El contorno del Mioceno describe aquí un entrante pronunciado que señala el punto de cruce de los dos grandes accidentes, uno de dirección NE.-SO., que corre al pie del anticlinal de la Sierra de Miramar y hunde toda la mitad meridional de su bóveda, y otro de dirección NO.-SE., que hace desaparecer a su vez el Bloque del Gayá. El primer accidente, según se ha visto, se prolonga más al NE. de aquel cruce, con lo que todo el Bloque del Gayá se halla hundido respecto al bloque de la Sierra de Miramar unos 200 a 300 metros.

El segundo accidente, al que denominamos flexión-falla de Les Ordres, aparece netamente como una falla, en virtud de la cual la serie triásico-eocena del flanco Norte del anticlinal de Montagut, suavemente inclinado hacia el NO., queda cortado verticalmente por una falla de dirección NO.-SE., pero esta falla deriva evidentemente de una flexión muy asimétrica, pues a

poca distancia, las capas del anticlinal de Montagut, horizontales o suavemente inclinadas, se inflexionan periclinalmente entre Can Guixó y Can Biosca, hasta dibujar un anticlinal de flancos disimétricos, casi horizontal el flanco del sector NE. y con buzamiento de unos 30 a 40° en el flanco SO. El ala Norte de este anticlinal es perfectamente visible en la garganta del Río Gayá, en donde se aprecia claramente la inflexión de las calizas del Muschelkalk superior. Sin embargo, la flexión queda aquí interrumpida por una falla vertical que corta el flanco flexionado, de forma que no aparecen ni el Keuper ni el Eoceno. De la naturaleza de este accidente doble no hay la menor duda, pues aun cuando la falla no es visible al NO., por haber sido fosilizada y sepultada bajo el Mioceno del Campo de Tarragona, en cambio es de una nitidez perfecta en el angosto paso del Río Gayá, en donde la erosión de éste la ha exhumado en el Km. 17,9. Al SE. del Río Gayá la flexión se complica y se convierte en flexión-falla, a causa de la exaltación del eje anticlinal de Montagut. La serie triásico-eocena de este macizo está horizontal y queda cortada en acantilado por un escarpe de 300 m. de altura. A su pie se halla el flanco flexionado del accidente, hundido y buzado fuertemente hacia el SO. Entre Les Ordres y Can Biosca es perfectamente perceptible el tránsito de la flexión monoclinial a la flexión-falla, que se sigue hasta el Sur de Corral del Llop. El salto de falla es por lo menos de 150 a 200 metros.

El flanco flexionado y hundido está constituido por un potente paquete de calizas del Muschelkalk superior, que buzan uniformemente hacia el SO. 40° y aparecen recubiertas transgresivamente por el Mioceno horizontal. Por la carretera de Les Ordres, en pleno Mioceno, pero cerca del contacto con el flanco hundido citado, aflora un bloque de calizas triásicas, fallado y fosilizado por el Mioceno. Como se halla casi en su prolongación, es probable que se trate del mismo accidente del Km. 17,9 del Gayá o de otro muy próximo, paralelo a él. Al Sur de Les Ordres, la estructura del flanco hundido se complica bastante, pues en lugar de un paquete único basculado se trata de una estructura en bloques fallados en los que intervienen el Eoceno, el Muschelkalk superior y el Muschelkalk medio, que se repiten varias veces por fallas verticales. Además, la complicación estructural aparece ligada a un cambio en la orientación del gran accidente tectónico, el cual hasta aquí lleva la citada dirección NO.-SE., mientras que al Sur de Les Ordres se inflexiona hacia Levante y toma netamente la dirección E.-O., y al mismo tiempo se descompone en una serie de desgarraduras que se atenúan progresivamente hacia el Este, hasta fundirse con el flanco normal del anticlinal que desciende de Montagut.

A partir de Les Pobles y hacia el Sur, el tipo de contacto entre el Mioceno del Campo de Tarragona y el Triásico del Gayá es completamente diferente.

Los ejes de plegamiento del anticlinorio de Celma-Sant Marc se hunden suave y progresivamente hacia el O. y desaparecen bajo el Mioceno, fosilizados por éste. En todo caso, si existe un accidente, éste debe encontrarse mucho más al Oeste y completamente sumergido bajo el Mioceno. Pero no deja de ser pura hipótesis, pues nada permite adivinarlo. Además es el estilo de terminación de todo el bloque más hacia el Sur, sumergido transgresivamente bajo los depósitos miocenos, lo mismo que ocurre no lejos de aquí con la terminación meridional del macizo de Garraf, mientras que su lado Norte está también fallado en contacto con la depresión del Panadés.

Por consiguiente, es lógico admitir que el Bloque del Gayá se sumergió suavemente por el Sur, a medida que se sedimentaba el Mioceno, mientras por el Norte se levantaba por un sistema de fallas progresivamente atenuado hacia mediodía.

3. Cuenca de Barbará.—Una línea diagonal, trazada del ángulo NE. al SO. de la Hoja, delimita casi exactamente hacia el Noroeste la parte de la Hoja ocupada por sedimentos terciarios pertenecientes a la extensa Cuenca del Ebro, representada aquí sólo en una mínima parte, conocida con el nombre de Cuenca de Barbará.

Los sedimentos que la constituyen son eocenos en una estrecha faja marginal y ludienses-oligocenos en el resto, y su disposición tectónica es muy sencilla, por lo que nos llevará poco tiempo su descripción.

El Eoceno, que como hemos visto se compone en la parte NE. de niveles lacustres y marinos, llegando estos últimos hasta el Bartonense, y en el resto sólo de un nivel lacustre, descansa en aparente concordancia con el Triásico, si bien esta concordancia no es real, pues los niveles inferiores del Eoceno, a veces algo conglomeráticos o brechoides, descansan sobre diferentes estratos del Triásico, pero no se puede medir discordancia angular. Tampoco se observa discordancia alguna dentro del Eoceno, el cual yace sobre el Triásico, con buzamientos que hasta Vallespinosa oscilan entre 35° y 65°, pero más hacia Lilla las capas se enderezan y se ponen verticales, e incluso se desploman cobijadas por el Triásico. Tampoco se ve discordancia entre el Eoceno y el Oligoceno lacustre, pero este último, a poco que nos alejamos del contacto, se tiende rápidamente, dando la impresión, especialmente en la zona de conglomerados de Valdosa, de que existe una discordancia progresiva, fenómeno que tantas veces venimos señalando en la Cuenca del Ebro.

Así pues, a poco de alejarnos de la base del Oligoceno, las capas que estaban muy levantadas; e incluso volcadas, se tienden rápidamente, y en todo el resto del área terciaria se ofrecen en suavísimo monoclinial con buzamientos al NO., que primero son hasta de 10°, pero que en seguida se reducen a 2° ó

4º, y en esa posición abandonan la Hoja. Esta disposición nos permitirá obtener algunas consecuencias relativas a la edad de las diferentes fases del plegamiento alpino.

4. El borde del Campo de Tarragona.—Las características tectónicas del contacto entre el Mioceno del Campo de Tarragona y el cinturón de montañas formado por la Sierra de Miramar y el Bloque del Gayá han quedado ya prácticamente dilucidadas al estudiar la estratigrafía y sus variaciones de facies.

Según se ha indicado, al pie de las sierras colindantes se extiende una facies continental detrítica, cada vez más basta hacia la periferia, hasta que acaba transformándose en conglomerados, lo que demuestra que se sedimentaron al pie de los relieves actualmente existentes. Además, la casi absoluta horizontalidad de los estratos evidencia sin lugar a dudas que las relaciones entre sierra y llano no han variado fundamentalmente después de su sedimentación, o sea, expresado en otros términos, que los movimientos orogénicos principales son todos premiocenos. Y en efecto, los conglomerados miocenos fosilizan por el Norte y Nordeste las fallas y accidentes tectónicos con los que entran en contacto. De aquí que los contornos sean festoneados y las fallas sean únicamente visibles en los sitios en donde la erosión reciente las ha exhumado.

Estas circunstancias son particularmente visibles en dos lugares: en el torrente de Les Bruixes o de Rupit y en la garganta del Gayá. En el primer sitio, las formaciones paleozoicas y triásicas terminan visiblemente en contacto por falla con el Mioceno, formado por una masa de conglomerados que se prolongan ampliamente hacia el interior de la depresión. El corte del torrente permite examinar un espesor de un centenar de metros de sedimentos miocenos, en los que se observa la suave discordancia progresiva oportunamente anotada entre los conglomerados inferiores, que buzan unos 20º, y los superiores, que buzan tan sólo 5º. La falla, sin embargo, y por lo tanto el paroxismo principal, es anterior a ambos depósitos, pues queda fosilizada netamente por ellos. Por consiguiente, esta discordancia suave de los sedimentos altos del Mioceno señala el último levantamiento, ya muy moderado, de la cordillera.

En el Río Gayá los conglomerados de la facies marginal de la depresión fosilizan también un importante escarpe de falla en el Km. 17,9, la cual es perfectamente visible por los cambios laterales que en los mismos se opera en dirección al accidente. En los conglomerados inferiores, desde la carretera al río, aun cuando están muy poco inclinados, se advierten claros signos de dislocación y suaves buzamientos hacia el interior de la depresión. Los con-

glomerados superiores a la carretera están menos inclinados, recubren el contacto y se extienden por encima de él. La labor erosiva del río ha exhumado aquí la falla en una longitud de varios centenares de metros. En el contacto al Sur del torrente de Can Vallet, como señala Llopis, los conglomerados buzán también bastante en el contacto con el Triás.

En cambio al Sur de Les Pobles el contacto entre la montaña y el llano es sinuoso y los depósitos miocenos penetran a lo largo de los valles, formados por materiales blandos, dibujando un contorno largamente festoneado, con profundos entrantes y salientes, debido al carácter transgresivo del Mioceno. Todavía, sin embargo, no lejos de Les Pobles se observan capas miocenas inferiores, algo levantadas en el contacto con el substrato mesozoico. Y más al Sur, en Vilarrodona, fuera ya de la Hoja, las capas llegan a buzár unos 10 a 15º.

Así pues, en resumen, todo el borde Norte y Nordeste del Campo de Tarragona está levantado por una falla premiocena, ligeramente removida en el transcurso de la sedimentación del Mioceno medio, y fosilizada por este terreno. La falla únicamente aparece cuando la erosión reciente la ha exhumado. En cambio, el borde oriental es un simple contacto transgresivo.

Fases del plegamiento alpino

En la explicación de la contigua hoja de Villafranca del Panadés se hizo un intento de explicación de las distintas fases orogénicas que habían dejado su impronta en la región, y nos remitimos al texto citado para no repetir conceptos que son igualmente válidos para el área comprendida en nuestra Hoja. Pero, por no aparecer en la de Villafranca del Panadés ni el Oligoceno ni los niveles marinos del Eoceno, superiores al tramo rojo, para dar una idea de la orogénesis alpina tuvimos que extender nuestras observaciones a zonas limítrofes.

Aquí, la presencia del Eoceno completo, la extinción de los niveles marinos hacia el SO. y la presencia de una potente serie ludiense-oligocena, nos permite completar el cuadro de las fases del plegamiento alpino que se han dejado sentir en esta región.

Los hechos que nos sirven de base para la interpretación son los siguientes:

La caliza de Alveolinas no muestra discordancia angular con el Triásico. Esta discordancia es sólo apreciable por los distintos niveles triásicos que

serven de base al Eoceno, según las zonas, y por el carácter algo brechoide que presenta esta caliza en algún sitio (Sierra de Puigfred).

La serie eocena, con las características antes descritas, aparece completa, aunque con potencia ya algo reducida, al Norte de Pontils, a ambos lados del Río Gayá, sin discordancia alguna entre sí, y por lo tanto aparentemente concordante con el Triásico y plegada conjuntamente con aquél.

Esta serie llega hasta el Bartonense, cuyo nivel más alto, constituido por el banco de caliza arenosa que corre por las cotas 652 y 681, al Norte de Cal Masiá, se paraleliza perfectamente con el banco de caliza con grandes *Cerithium* de la subida de los Bruchs.

El Eoceno marino se hace más detrítico hacia el SO. y pierde potencia, desapareciendo antes de llegar al torrente de Rupit.

Sobre el Eoceno marino, en la mitad NE. de la Hoja, y sobre el lacustre en la otra mitad, descansa, sin discordancia visible, la potente serie lacustre que se inicia en el Ludiense y continúa por todo el Oligoceno inferior. Los niveles inferiores, así como el Eoceno lacustre que los soporta desde el torrente de Rupit hasta más allá de Prenafeta, aparecen volcados y cabalgados por el Triásico, mientras que en cuanto nos alejamos subiendo estratigráficamente, las capas se enderezan y se tienden rápidamente, pareciendo observarse una discordancia progresiva dentro de la serie de conglomerados que se desarrollan al NO. de Pontils y Vallespinosa.

Al Sur de Montblanch, el Eoceno lacustre, plegado conjuntamente con el Triásico del extremo de la Sierra de Prades y con buzamientos de más de 50°, se tiende también rápidamente, y antes de llegar a Montblanch queda cubierto por el Oligoceno, ya casi vertical. Más al Oeste el pliegue vuelve a ser más violento, pero ya fuera de nuestra Hoja.

La principal circunstancia que conviene hacer resaltar es que no se observa en ningún sitio una discordancia angular que permita situar exactamente el paroxismo orogénico entre dos niveles cronológicamente próximos. Cuando tal discordancia se observa en otros lugares de la Cuenca del Ebro, se trata siempre de niveles terciarios bastante altos que avanzan transgresivos sobre las capas plegadas. Este fenómeno es muy general y hemos insistido sobre él repetidas veces.

La desaparición de los niveles marinos al llegar al torrente de Rupit, indica que el plegamiento alpino debió iniciarse en el Luteciense, pero el movimiento fué más bien de tipo epirogénico y basculante, pues todo el Eoceno de Pontils está plegado juntamente con el Triás y no muestra discordancia angular medible entre sus estratos. Asimismo, los niveles lacustres ludienses, tanto en la zona de Pontils como en la de Cabra del Campo, están violentamente plegados e incluso volcados, sin que se observe discordancia.

Es interesante hacer notar que los niveles lacustres inmediatamente superpuestos al Bartonense, son predominantemente margosos o arenosos, mientras que la serie de los conglomerados empieza algo más tarde. Es posible que este nivel inferior represente el Ludiense y la serie de conglomerados marque el comienzo del plegamiento intenso, coincidente con el comienzo del Oligoceno. Ya hemos dicho que los conglomerados muestran fuertes buzamientos en sus niveles inferiores, mientras que los superiores son casi horizontales. Se trata, pues, de una serie sinorogénica que marca claramente el paroxismo del plegamiento alpino.

En cuanto a las fallas del Campo de Tarragona son evidentemente mucho más modernas, puesto que el relleno de la depresión comienza con el Burdigaliense-Vindoboniense.

En la contigua hoja de Villafranca del Panadés hemos podido estudiar con bastante aproximación el proceso de hundimiento de aquella cuenca miocena, que debe ser semejante al de esta que nos ocupa, pero aquí nos faltan datos para la interpretación y tenemos que recurrir a zonas limítrofes.

El Mioceno marino descansa discordante sobre el Mesozoico, con un ángulo de 90° en Tarragona, y con valores variables en los bordes orientales de la cubeta.

Las últimas sacudidas, ya insignificantes, ocurren durante la sedimentación del Mioceno medio. Después de esto la fosa ya no ha vuelto a hundirse, y en todo caso ha sufrido ligeras deformaciones de gran radio de curvatura que ya no afectan a la estructura y que únicamente pueden revelar los métodos morfológicos.

VI

MORFOLOGÍA

Los rasgos fundamentales del relieve de la región comprendida en la Hoja vienen condicionados sobre todo por la estructura geológica.

La cordillera prelitoral, constituida en este sector por la Sierra de Miramar y el Bloque del Gayá, oscilantes entre los 700 y los 900 metros de altitud, se caracteriza por sus *formas estructurales*, estrechamente subordinadas a la estructura tectónica del plegamiento. Los pliegues, las fallas, y en general todos los accidentes tectónicos, quedan de manifiesto en el relieve gracias a la erosión diferencial que actúa sobre materiales muy heterogéneos, como las calizas y las margas triásicas y las pizarras paleozoicas.

Las dos depresiones alledañas de los acentuados relieves de la cordillera prelitoral tienen características muy diferentes entre sí.

El Campo de Tarragona es una rígida y perfecta *llanura de colmatación* miocena, en la que la red hidrográfica, muy indigente, ha progresado poco por erosión regresiva, y en la que, por lo tanto, en su sector más alejado del mar apenas hay entalladuras importantes. Únicamente el Gayá ha abierto en el sector de la Hoja un valle de erosión, poco ramificado, de un centenar de metros de hondura.

La Conca de Barbará, cuyos sedimentos paleogenos forman parte de la depresión del Ebro, ofrece una fisonomía completamente distinta. En primer lugar, el nivel de colmatación oligoceno fué más elevado que el mioceno, tanto que las formas de plegamiento marginales de la cordillera prelitoral debieron quedar enteramente sepultadas en esta zona bajo los depósitos detríticos acumulados en la depresión del Ebro, puesto que éstos se elevan a casi 1.000 m. de altitud (conglomerados de la Sierra de Sant Miquel, 1.020 metros). En segundo lugar, el Río Francolí, a favor de la brecha tectónica del

congesto de La Riba se ha abierto paso hasta el interior de la depresión y ha excavado en ella una profunda *hoya erosiva*, cuya parte más baja se halla a unos 300 m. de altura. Existe, pues, un relieve de excavación de unos 700 metros de energía, con vertientes condicionadas por las diferencias de dureza en el roquedo terciario, formado por la alternancia de rocas duras y blandas, perfectamente horizontales y que determinan un *relieve en gradería*.

Cada una de estas grandes zonas morfotectónicas presenta problemas morfológicos propios, que trataremos de esbozar brevemente.

Relieve de la Sierra de Miramar y del Bloque del Gayá.—Según queda dicho, se trata de un relieve eminentemente estructural, en el que los grandes accidentes tectónicos determinan las orientaciones principales del relieve. Dentro de cada una de estas unidades tectónicas, la erosión diferencial pone de manifiesto los detalles de la estructura y su diversidad petrográfica. Sin embargo, esta sencillez es más aparente que real, pues las formas de erosión deben ser en gran parte exhumadas, ya que los conglomerados eo-oligocenos, tal como se observa en la Sierra de Sant Miquel, debieron fosilizar buena parte de los relieves tectónicos de la Sierra de Miramar. Sin embargo, el avanzado grado de exhumación impide reconocer lo que se debe a la erosión actual y lo que pudiera corresponder a ciclos de erosión más antiguos. Tampoco hemos sabido reconocer trazas indudables de superficies de erosión, ni fósiles ni descubiertas. Morfológicamente este sector de la cordillera pertenece a las montañas sin historia. Veamos, pues, los motivos estructurales de las diversas unidades.

En la Sierra de Miramar, la alineación y características del relieve vienen impuestas por el semianticlinal que dibuja la cobertera triásica. El flanco Noroeste, invertido y formado por las calizas del Muschelkalk, verticales o subverticales, constituye una pendiente abrupta, frecuentemente acantilada; el flanco meridional, desprovisto de la cobertera, hundida bajo el Campo de Tarragona, se desarrolla sobre los materiales blandos del Paleozoico, que dan lugar a un relieve de pendientes suaves y onduladas. El escarpe de falla ha retrocedido fuertemente y en gran parte ha sido fosilizado por el Mioceno. Pero no hay trazas de arrasamiento del tipo pediment.

En la zona NE., en Can Vallet, en donde se conservan los restos del Muschelkalk hundidos en el flanco Sur del anticlinal, la erosión ha vaciado un magnífico bray excavado en las pizarras paleozoicas.

Los accidentes tectónicos transversales están jalonados por brechas abiertas por la erosión, las cuales hienden la cordillera y ponen en relación el Campo de Tarragona con la Conca de Barbará. En el sector de la Hoja el único accidente importante de este tipo corresponde al Coll de Cabra, en donde

el trazado horizontal del eje del anticlinal sufre una inflexión a causa de que las capas de su flanco Norte se ponen verticales, con lo que la anchura del muro a perforar por la erosión es mucho menor. Gracias a esta brecha, el torrente de Fonollosa, de escasa fuerza erosiva, ha profundizado su cabecera unos cuatro kilómetros dentro de la Conca de Barbará, abriendo el anfiteatro de Cabra del Campo, excavado un centenar de metros en los materiales del Terciario de la depresión del Ebro. Esta erosión debió realizarse en su mayor parte durante el Mioceno, pues actualmente el arroyo apenas tiene fuerza para hendir la barrera rocosa de la Sierra de Miramar. Al SO. de la Hoja, el portillo de la Riba, abierto por el Francolí, corresponde a otro gran accidente transversal formado por la falla NO.-SE. que pone en contacto la Sierra de Miramar con el macizo de Prades. Son las dos puertas de comunicación entre la Conca de Barbará y el Campo de Tarragona.

El *Bloque del Gayá* es morfológicamente más variado, de acuerdo con la diversidad de motivos estructurales descritos.

El sistema de fallas escalonadas que ha hundido el Bloque del Gayá respecto al de la Sierra de Miramar viene jalonado por el curso superior del Río Gayá, el cual a poca distancia de Pont d'Armentera toma el rumbo correspondiente a dicha falla, o sea al NE.-SO. Sin embargo, el curso del río no recorre exactamente la falla, sino que se ha establecido un kilómetro más al Sur, aprovechando sin duda una de las cuestas estructurales dibujadas por el Eoceno; se trata, pues, de un curso netamente subsecuente en el detalle, aun cuando tectónico en su orientación general.

Las formas que se desarrollan al Sur de este accidente capital están calcadas sobre los detalles de los pliegues de la cobertera triásico-eocena. Al gran abombamiento anticlinal de Montagut corresponde una bóveda estructural desarrollada a expensas de las calizas del Muschelkalk superior, carstificadas en gran parte, y en parte recubiertas por vestigios de las margas abarrancadas del Keuper que soportan algunos retazos de calizas eocenas que forman sobre ellas cerros aislados, como el de Montagut. En el extremo NE. las calizas eocénicas forman una cobertera continua y la bóveda del anticlinal está erosionada, dando lugar a una magnífica «comba».

Al Sur de esta gran unidad, la serie de pliegues verticales, cada vez más apretados, que se extienden hasta el Montmell, rígidamente alineados de NE. a SO., originan un tipo morfológico diferente, caracterizado por la inversión del relieve. Los valles corresponden sistemáticamente a los ejes anticlinales excavados en las margas y areniscas rojas del Muschelkalk medio, mientras las estrechas crestas divisorias corresponden a las calizas y dolomías del Muschelkalk superior, que forman los ejes más o menos rotos de los sinclinales.

El Campo de Tarragona.—La llanura miocena del Campo dibuja una suave pendiente uniforme y rígida que empieza a unos 450-500 metros de altura y desciende suavemente hacia el mar. La pendiente se mantiene constantemente alrededor del 20 %, casi hasta el pie mismo de la montaña, en donde se acentúa bastante. Pero el contacto entre el relieve de las cordilleras circundantes y el llano es siempre brusco y jalonado por un cambio notable de pendiente, que coincide exactamente con el contacto geológico entre los terrenos antiguos paleo-mesozoicos y el Mioceno de la llanura. Este contacto corresponde, *grosso modo*, a la gran falla que por el Norte pone en contacto el Campo de Tarragona y la Sierra de Miramar y al accidente de naturaleza similar que por el Este ha hundido el Bloque del Gayá. Sin embargo, esta ruptura de pendiente no corresponde a la falla misma. Ésta solamente es visible en los pocos lugares en donde una incisión profunda de la red hidrográfica ha desmantelado las capas miocenas que la fosilizan. Por consiguiente, el escarpe que señala el contacto de la llanura con la montaña no es el escarpe de falla original, sino que éste ha retrocedido fuertemente y ha quedado sepultado bajo los conglomerados miocenos. Como estos conglomerados superiores, según se ha visto, apenas se han movido después de su deposición, en realidad representan el piedemonte mioceno de la cordillera. Pudiera pensarse que sobre ellos reposan concordantes otros derrubios de análoga constitución, más recientes, pero imposibles de separar del verdadero Mioceno. Sin embargo, el nivel superior de colmatación, indudablemente mioceno, que puede reconstruirse por los depósitos marinos que se hallan al Sur de Valls y de Santes Creus, señalan por su altura que apenas puede haber sedimentos más modernos, por lo menos en espesor importante. Resulta algo extraño que los ciclos postvindobonienses no hayan dejado sobre esta llanura depósito alguno. El Cuaternario mismo aparece únicamente representado por una costra de exhudación que cementa derrubios de escasísimo espesor. En algún caso, como por ejemplo en el Valle del Gayá, al Norte de Santes Creus, se tiene la impresión de que la inclinación de las capas es inferior a la del plano rígido de la superficie topográfica, por lo que aquéllas podrían considerarse como cepilladas por un ciclo de erosión. Sin embargo, la pequeñez del ángulo con que ambos se cortarían impide una afirmación concreta. El caso es todavía más extraordinario por cuanto, al otro lado del Francolí, todo el Campo de Tarragona aparece formado por un inmenso cono de deyección cuaternario de enorme espesor, que impide ver el substrato mioceno. Pero el estudio de este problema se aleja ya del marco impuesto por los límites de la Hoja.

Las relaciones entre el Campo de Tarragona y los relieves montañosos orientales son bastante diferentes. La alineación de los ejes de plegamiento,

transversales a la falla de Les Ordres, hace que el contacto se establezca no sólo sobre el roquedo calcáreo del Muschelkalk, sino también sobre las margas blandas del Keuper, o las areniscas y margas del Muschelkalk medio. Además, más al Sur, tal como se ha hecho constar al describir la tectónica de este contacto, los ejes de plegamiento se sumergen suavemente y transgresivamente bajo el Mioceno. Gracias a estas circunstancias los valles de erosión, alineados a lo largo de los ejes de plegamiento, tienen mayor importancia, y sobre todo la erosión no ha tropezado con ningún escarpe de falla, por lo que ha progresado fácilmente a lo largo de los materiales blandos alineados en bandas orientadas hacia la llanura. Por eso la ruptura de pendiente topográfica entre llano y montaña no coincide aquí con el contacto geológico, como en la Sierra de Miramar, sino que ha retrocedido cosa de medio kilómetro en la zona NE. de Les Pobles, gracias a la blandura de los materiales del Keuper. Más al Sur, en Mas Barrat, el llano arrasa unos dos kilómetros de areniscas y margas del Muschelkalk medio e incluso delgados espesores y dolomías del Muschelkalk superior. Se trata, pues, de un pequeño pediment, o quizá mejor de una rampa de erosión desarrollada al nivel de colmatación del Mioceno y a expensas de los terrenos mesozoicos. Los conglomerados miocenos más altos parecen fosilizar este nivel de erosión, pues penetran en golfo a lo largo de esas rampas. Así la fosilización transgresiva de los ejes de plegamiento se hizo no sin un ligero retoque erosivo, fosilizado por los propios derrubios miocenos.

Después de este episodio, la ausencia de sedimentos más recientes impide seguir la evolución morfológica del Campo de Tarragona en este sector. Únicamente puede registrarse el ahondamiento de la red hidrográfica desarrollada sobre la superficie de colmatación miocena. Los dos únicos cursos importantes del Campo son el Francolí, que queda fuera de la Hoja, y el Gayá, que la atraviesa en su sector central. El curso de este último ha tallado los sedimentos miocenos unos 150 metros. Su valle es completamente disimétrico del lado oriental, de donde, a causa de la orientación de los ejes de plegamiento, recibe aportes relativamente importantes; la disección ha sido bastante importante y la erosión lateral penetrante, por lo que apenas quedan restos de la superficie de colmatación originaria, más que en forma de hombreras adosadas al pie de la montaña, en los interfluvios. En cambio, del lado occidental, donde apenas hay aportes, la erosión lateral ha sido nula y el curso del río aparece bordeado de un escarpe de un centenar de metros de altura, producido por la erosión longitudinal del río. Únicamente el torrente de Rupit, de curso indudablemente epigénico a causa de los conglomerados discordantes de la Sierra de Sant Miquel, alimentado por las aguas que se es-

curren de este macizo, ha practicado una incisión importante en la ladera derecha del Gayá.

Al Oeste del Gayá la superficie de colmatación apenas ha sido disecada por la red hidrográfica; los cursos más importantes que descienden de la Sierra de Miramar han profundizado su cauce un par o tres de metros. El sector es una planicie perfecta recubierta por la costra de exhumación desarrollada durante el Cuaternario y que tanto dificulta el cultivo en esta parte alta del Campo de Tarragona.

La Conca de Barbará.—Este borde SE. de la depresión del Ebro ofrece unos rasgos morfológicos completamente distintos a los del Campo de Tarragona. Se trata de una profunda hoya de erosión abierta por el río Franco-lí, el cual gracias al gran accidente tectónico del Congost de la Rotsela estaba predestinado a convertirse en el curso más importante para el avenamiento del Campo de Tarragona. Su curso, en efecto, bordea el colosal escarpe de falla del macizo de Prades, que corta transversalmente la Sierra de Miramar. Su vertiente derecha es casi vertical a causa de dicho accidente, mientras su lado izquierdo se ha extendido a expensas de los materiales relativamente blandos del Eo-Oligoceno, en los que ha abierto una amplia cabecera de recepción de unos 20 Km. de ancho y bastantes más de longitud. Por la propia razón, la red hidrográfica afluente es también disimétrica; del lado Oeste sólo recibe los cursos cortos, pero torrenciales, que hienden profundamente el macizo de Prades; del lado oriental recibe una red hidrográfica lateral difusa y abundantemente ramificada, que es la que ha excavado el gran anfiteatro de la Conca de Barbará.

El punto inicial de partida de esta red hidrográfica debió iniciarse en las alturas cercanas al millar de metros de altura que representan el nivel de colmatación de la Cuenca del Ebro en este sector. La dirección NE.-SO. de los cursos señala, por una parte, la influencia de la orientación y contacto con la Sierra de Miramar, y por otro la orientación de las cuestas, suavemente inclinadas hacia el interior de la depresión; se trata pues de cursos subsecuentes que se han desarrollado al pie de las capas de conglomerados o calizas más importantes, que alternan con otros banales margosos, areniscosos o arcillosos menos resistentes a la erosión. Todo el relieve de la Conca de Barbará, como casi todo el sector catalán de la depresión del Ebro, es un magnífico relieve en cuestas, entre las que destacan dos principales, la de la Sierra de Sant Miquel, que se eleva a los 900 m., formada por los conglomerados, y la de Forés, a los 800 m., formada por calizas. Entre ambas se abre el amplio valle subsecuente surcado por la riera de Sarreal, en el que pueden diferenciarse algunas cuestas menores, como la de Pira. La pendiente suave de la

cuesta está orientada hacia el NO. y el frente abrupto hacia el SE. El curso del Franco-lí es obsecuente al trazado de estas cuestas. Dada la repetición múltiple de pequeños bancos duros y blandos, el frente de dichas cuestas se resuelve en una gradería de múltiples peldaños, por lo que el conjunto de la Conca de Barbará, visto del lado Sur, aparece como un grandioso anfiteatro.

La personalidad morfológica de las diversas unidades es, en resumen, tan acentuada como su individualidad tectónica y estratigráfica.

HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA

Tres aspectos diferentes nos ofrece la Hoja de Montblanch desde el punto de vista de la hidrología subterránea, que corresponden a los tres estilos tectónicos en que se puede dividir su superficie: zona de las sierras o de intenso plegamiento alpino (incluidas las zonas paleozoicas), cuenca terciaria del Ebro y depresión miocena del Campo de Tarragona. En estas tres áreas los problemas son distintos y también las posibilidades de alumbramiento de aguas subterráneas.

La primera de estas zonas comprende aproximadamente el tercio oriental de la Hoja, o sea el Bloque del Gayá y su prolongación por las Sierras de Voltorera y Miramar, hasta el extremo Sudoeste.

Está constituida, como ya hemos visto, por terrenos paleozoicos, triásicos y eocenos, que ofrecen una alternancia casi perfecta de niveles impermeables, pizarreños o margosos, y niveles permeables, arenosos o calizos, afectados por plegamientos más o menos violentos y frecuentes roturas. En estas condiciones es natural que las aguas infiltradas por las capas permeables, al llegar a los niveles impermeables queden retenidas y manen en la superficie en los contactos de estos niveles o en las frecuentes fallas que existen. Así pues, son numerosos los manantiales que brotan en toda esta área y algunos bastante caudalosos. Como ejemplo se puede citar el existente junto a la ermita de San Magín, que brota en el contacto del Keuper con la caliza de Alveolinas, o sea en las capas más altas del Keuper, constituidas por carniolas muy porosas, y con un caudal bastante importante. Manantiales de este tipo, si no tan abundantes, se repiten con frecuencia en esta zona.

Si a esto añadimos que por su carácter montañoso y escasez de tierra cultivable, los poblados son pequeños y algunos de ellos despoblados o en tran-

ce de despoblación, se comprenderá que el agua no constituye allí ningún problema.

Otra de las zonas en que hemos dividido la Hoja, es la parte de la Cuenca del Ebro que en ella existe y que ocupa algo menos de la mitad de su superficie. Queda ésta constituida por los sedimentos eocenos, de espesor decreciente hacia el SO., pero sobre todo por el Oligoceno lacustre que se extiende por la mayor parte del área.

Este Paleogeno está compuesto, por lo que al Eoceno se refiere, por niveles predominantemente impermeables, ya que en la serie dominan las margas, marinas o lacustres, pero tanto en una como en la otra facies se encuentran constantemente niveles permeables intercalados, integrados por calizas, puras o arenosas. En cambio el Oligoceno se compone de una alternancia de margas impermeables y areniscas permeables en bancos de regular espesor y conglomerados, que en la Sierra de Valdosera llegan a constituir una importante masa de rocas permeables.

Todo este conjunto de capas constituye un gran monoclinal que hunde sus capas hacia el centro de la cuenca, primero con buzamientos muy fuertes e incluso con las capas desplomadas, pero que luego van suavizando sus pendientes hasta quedar éstas reducidas a muy pocos grados. En estas condiciones, el agua recogida en las cabeceras de las capas permeables, discurren por ellas hacia el centro de la cuenca, retenidas por los lechos impermeables inferiores, y cuanto más nos alejamos del borde los niveles acuíferos deben quedar a mayor profundidad.

Así pues, no hay plegamientos ni roturas que faciliten la surgencia de caudales acuiferos, y los manantiales existentes son más escasos y, en general, menos caudalosos, y su surgencia es debida a las entalladuras producidas por la erosión, que hacen aflorar tierra adentro contactos entre rocas permeables e impermeables, por donde pueden surgir los manantiales. Dada la disposición monoclinal de los estratos, no hay que esperar presiones hidrostáticas que permitan la surgencia del agua en las labores que se puedan realizar y, por lo tanto, las que se proyecten deberán ser pozos o galerías, y no sondeos. De todos modos, la frecuencia de niveles permeables y su predominancia en determinados puntos, permite suponer que algunas labores realizadas en esta zona puedan dar un resultado a condición de que se estudie detenidamente los cortes del terreno y el área de captación de la zona. En este sentido puede ofrecer un especial interés la de los conglomerados de Valdosera, desde Barbará hasta Rocafort de Queralt.

No hay que perder de vista, sin embargo, la existencia de un importante nivel yesífero desde Rocafort de Queralt a Pina, que puede dar lugar a que las aguas que lo atraviesen se hagan más o menos selenitosas y sean impotables.

La tercera y última zona en que hemos considerado dividida la Hoja a efectos de la hidrología subterránea, está constituida por la cabecera del llamado Campo de Tarragona, que aquí está constituido por el Llano de Valls.

Es, como ya se ha dicho antes, una extensa área miocena de hundimiento, rodeada por un anfiteatro de montañas que se elevan bastante sobre la depresión y que están formadas por sedimentos paleozoicos impermeables y triásicos, en los que son frecuentes los niveles impermeables.

El Mioceno, que en algún sitio está tal vez coronado por algún nivel cuaternario de idéntica facies y delimitación casi imposible, se compone de abundantes bancos de conglomerados, con intercalaciones de margas y areniscas bastas. Hacia la zona NE., o sea hacia las montañas, los conglomerados dominan notablemente, pero a medida que nos alejamos en sentido contrario, hacia el Mediterráneo, los conglomerados son menos abundantes y alternan con los otros bancos, de modo que constituyen otros tantos niveles porosos, susceptibles de almacenar el agua.

Dada la impermeabilidad más o menos grande del circo de montañas que rodea al Mioceno, y la extensión superficial de la cuenca de captación, hay que suponer que un caudal importante de agua se infiltra en los niveles permeables del Mioceno y discurre por ellos en dirección al mar, sin que encuentre en su recorrido ningún obstáculo que le impida llegar hasta él, por lo que es lógico suponer que una parte del agua se pierde.

La existencia de niveles acuíferos superficiales está comprobada por la cantidad de galerías y pozos que alumbran caudales de diferente importancia. Pero todas estas labores han quedado muy superficiales y no es aventurado suponer que a mayores profundidades de las actuales explotaciones existen otros niveles acuíferos que envían sus aguas al mar y que podrían alumbrarse mediante sondeos.

Es pues aconsejable y de un gran interés general efectuar un reconocimiento sistemático del Llano de Valls, mediante una serie de sondeos que ataquen los niveles inferiores a los que actualmente se explotan.

A continuación damos una relación de manantiales de los distintos términos municipales contenidos en la Hoja, con sus caudales aproximados, que sirva para dar una idea de las disponibilidades actuales de agua en la zona.

RELACIÓN DE LOS MANANTIALES COMPRENDIDOS EN EL TERRITORIO DE LA HOJA

Término municipal	Nombre del manantial	Caudal l/s	Observaciones
Barbará.....	Font Gitarda (Horta Mayor).....	180 (minuto)	Se riegan 30 hectáreas y consumo público
—	Hort Vell	65	Se riegan 15 hectáreas.
Blancafort	Costa (Partida Costas)	1,00	Consumo público y riego.
Cabra del Campo.	Fuente Cunmité.....	0,50	—
—	Fuente Gallo.....	0,50	Consumo público.
—	Fuentes de la Cruz-Salud, etc.	8,00	—
Figuerola	Fonts Soberana	3,00	Para riego 2,5 hectáreas.
—	Devesas	5,00	Para riego.
—	Avellanás	4,00	—
—	Masía Bernat	2,00	Consumo público.
Forés	Fontfreda.....	4,50	—
—	Fuente Comunal	1,00	Abastecimiento población.
Montblanch	Escudinas	3,00	—
—	La Pascuala	2,50	—
—	Font Major	0,50	—
—	Fuente de Ribas	1,40	—
—	Fuente Guarch.....	0,25	—
—	Mas deu Lliort	0,30	—
—	Sibina.....	1,20	—
—	Olivo.....	1,00	Riego.
—	Entraga	3,00	—
—	Víñols	0,60	Consumo público.
Montbrío de la Marca	Fuente del pueblo	0,50	— y regadío.
—	Voltada	0,25	—
—	Abella	0,50	Consumo público.
Pira	Plans de Anguera	4,00	—
Pla de Cabra	Carpi.....	1,10	—
—	Cabra	0,50	—
Pont de Armentera	Roca del Llamp	0,25	—
—	Rupit	1,00	—
—	Font de Buté	2,00	Para riego.
Querol	Les Abeurades	0,50	—
—	La Font Fresca	1,00	—
—	Basa-Nova	0,50	—
—	Horts de Romanil	1,00	—
—	Mas den Bosch	1,00	—
—	Fuente de Querol	1,00	Abastecimiento público.
—	Piñana	2,00	Para riego.
—	Torrente Esblada	3,00	—
—	Estrias	1,00	—
Rocafor de Querol	Font Arasa.....	1,00	Abastecimiento público.
—	Font de Baix	1,00	Lavadero público.
Santa Perpetua	Boria	0,50	Abastecimiento público.
—	Fuente Poble	0,50	—
—	Fuente de Eras	0,25	—
—	Fuente San Magin.....	2,00	—
Sarreal.....	Fuente Cano	1,50	—
—	Fuente Ché	0,20	—
—	Fuente Mica	0,50	—
—	Fuente Salt	0,25	—
—	Fuente Anguera	0,25	—
—	Fuente Ermita	0,25	Para riego.
Solivella.....	Abourado de la Vena	10,00	Abastecimiento de la población.
—	Font de la Coma	5,00	—
—	Carretera del Tallat	2,00	Para riego.
Vilavert	Plans	3,00	—
—	Balustres	15,00	Abastecimiento público.
—	Bosch	1,00	—
—	Nebot.....	0,50	Riego.

VIII

MINERÍA Y CANTERAS

Son de reducida importancia las manifestaciones mineras existentes en la Hoja, pero evidentemente se encuentran algunos minerales explotables, que de hecho se explotan en varias instalaciones de cierto interés. Las sustancias objeto de explotación son: bauxita, margas para la fabricación de cemento y alabastro.

Se explota bauxita en la mina «Rosario», de El Miracle, situada en el término de Aiguamurcia, en la ladera izquierda del barranco de Massot y a cosa de un kilómetro al SO. del Mas de Massot.

Enclava la mina en el Triásico que ocupa casi todo el ángulo SE. de la Hoja, afectado por frecuentes trastornos y roturas. La concentración bauxítica, que en otras minas próximas se efectúa en los niveles más altos del Triásico, es decir, en las margas y calizas cavernosas del Keuper, debe producirse aquí en los mismos niveles, pero ello es más difícil de determinar por los violentos trastornos de que está afectada la zona.

Se trata de dos cortos afloramientos de bauxita, de los que uno, el menos importante, parece estar en el interior de las calizas del Muschelkalk, a lo largo de una pequeña falla, y el otro, mayor y más meridional, se sitúa en otra falla que separa la caliza del Muschelkalk superior, prolongación de las de Mas Russell, del Keuper situado al Sur de la falla y constituido por margas verdes, que un poco más al Oeste tienen también niveles rojos, calizas cavernosas rojizas, muy rotas, y margas muy lapidificadas por las presiones orogénicas.

La bolsada meridional alcanzó en algunos sitios un espesor de 20 a 25 metros, pero adelgaza rápidamente hacia los extremos; la otra es mucho menor

y no excede de los cinco metros de potencia. La corrida es de unos 100 m. y se ha explotado en una cantera de 10 m. de altura, habiéndose perforado una galería a 25 m. por debajo del piso de cantera, que ha cortado también la masa de bauxita, pero ya mucho menos potente.

No insistiremos sobre la formación de la bauxita, pues se ha escrito mucho sobre estos procesos de lateritización, remitiéndonos, para quien se interese por estos problemas, a la memoria explicativa de la hoja de Villafranca del Panadés (28), y a los diferentes trabajos sobre este tema que figuran en la Bibliografía (7, 11, 12, 13, 16, 17, 18, 35 y 36).

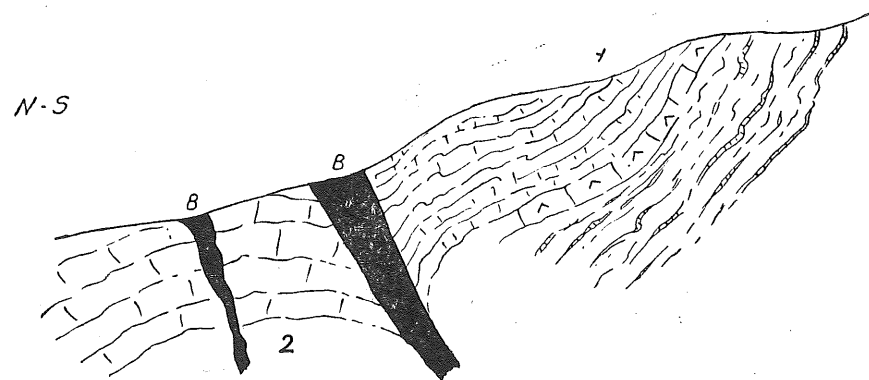


Fig. 13.—Corte de la mina de bauxita «Rosario», de Aiguamurcia. B, bauxita; 1, margas verdes, calizas rojizas, cavernosas y margas lapidificadas del Keuper; 2, calizas del Muschelkalk superior.

Canteras.—También se explotan algunas canteras interesantes dentro de los límites de la Hoja, en los alrededores de Sarreal, que son de antiguo conocidas.

Al Norte del pueblo, y próximo a él, afloran las margas blanquecinas y calizas en lechos delgados y con abundantes impresiones de hojas, nivel que hemos descrito al tratar de la estratigrafía. Estas rocas reúnen buenas condiciones para la obtención de cemento natural, y desde hace tiempo se explotan en una importante cantera de más de 10 m. de altura de frente, obteniéndose cemento natural y cal hidráulica mediante una instalación de hornos que permiten obtener una producción anual de 1.500 toneladas.

Por debajo de este nivel de margas blancas se encuentra el ya citado banco de yeso, que en esta zona tiene un espesor de cerca de 20 m. En las proximidades de la cantera de cemento, el yeso es blanco y alabastrino, y se explota en otra cantera de cerca de 10 m. de altura, de la que se obtienen bloques grandes que se destinan a fines ornamentales y escultura. En el pue-

blo de Sarreal existen varios talleres que se dedican a labrar este alabastro y obtener piezas de adorno, y parece ser que el retablo del Monasterio de Poblet fué labrado con bloques procedentes de esta cantera.

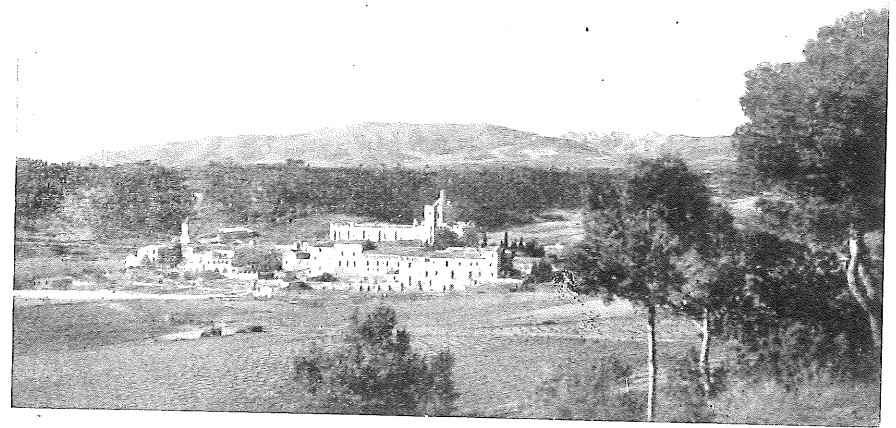
Fuera de esta zona continúa la capa de yeso, pero pierde su carácter alabastrino y sólo se explota en algunas pequeñas canteras para la obtención de yeso para la edificación.

BIBLIOGRAFÍA

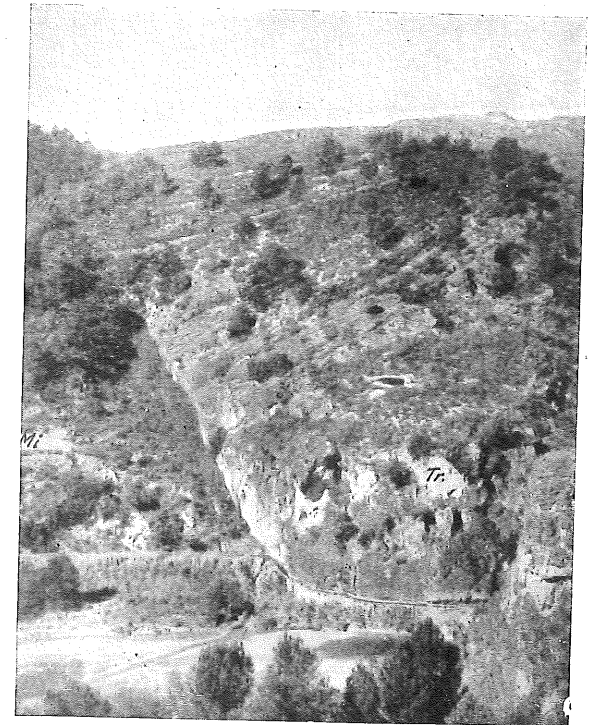
1. ALMELA, A., y RÍOS, J. M. (1953): *El Eoceno al SO. del Montserrat*.—Bol. Instituto Geológico y Min. de Esp., t. LXV. Madrid.
2. — (1954): *La terminación meridional del Eoceno catalán*.—XIX Congrès Géologique Intern., Sec. XIII, fasc. XIII. Alger.
3. ALMERA, J. (1895): *Étude stratigraphique du massif crétacé du littoral de la province de Barcelona*.—Bull. Soc. Géol. France, 3.^a ser., t. 23, pág. 564. París.
4. — (1899): *Sobre el descubrimiento de la fauna de Saint Cassien en el Triás de nuestra provincia*.—Bol. R. A. C. y A. de Barcelona.
5. — (1903): *Excursiones a Castellón de la Marca, al valle de San Pau de Ordal y a San Sadurn de Noya. Excursiones, etc.... Excurs. XV*.—Boletín Com. Mapa Geol. España, t. XXVII, pág. 284. Madrid.
6. ANÓNIMO (1917): *Yacimientos de bauxita en Barcelona*.—Bol. Of. Minas y Combustibles, n.º 1. Madrid.
7. BATALLER, J. R. (1918): *Las bauxitas de Cataluña*.—Rev. R. A. C., t. XVII. Madrid.
8. BATALLER, J. R., y DEPAPE, G. (1950): *Flore oligocene de Cervera (Catalogne)*. An. Exc. Per. Agrícolas, vol. IX. Barcelona.
9. BAUZÁ, F. (1876): *Breve reseña geológica de las provincias de Tarragona y Lérida*.—Bol. Com. Mapa Geol. de Esp., t. III. Madrid.
10. FAURA Y SANS, M. (1906): *Nota d'excursions geologiques per la comarca del Vendrell (Tarragona)*.—But. Inst. Cat. d'Hist. Nat., 2.^a época, III, página 101. Barcelona.
11. — (1917): *Les bauxites de la Serra de La Llacuna*.—But. Inst. Cat. Hist. Nat., serie I, 2.^a época, any XIV. Barcelona.

12. FAURA Y SANS, M. (1918): *Naturaleza, origen y etat de formació de les bauxites de la Serra de la Llacuna*.—But. Inst. Cat. Hist. Nat., serie I. 3.ª época, any I. Barcelona.
13. FAURA Y SANS, M., y BATALLER, J. R. (1920): *Les bauxites triasiques de la Catalogne*.—But. Soc. Géol. France, serie 4.ª, t. XX. París.
14. FAURA Y SANS, M. (1922): *Explicació de la fulla n.º 34. Vilafranca del Panadés*.—Serv. Mapa Geol. Cat. Barcelona.
15. — (1923): *Explicació de la fulla n.º 39. Vilanova y Geltrú*.—Serv. Mapa Geol. Cat. Barcelona.
16. GARCÍA SIÑERIZ, J. (1950): *Aprovechamiento industrial de las bauxitas de la zona subpirenaica para la producción de óxido de aluminio*.—Barcelona.
17. HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1920): *Condiciones geológicas de los yacimientos catalanes de bauxita*. Bol. Inst. Geol. España, t. XLI. Madrid.
18. — (1920): *Algunas palabras más acerca de las bauxitas de Cataluña*.—Rev. Min., t. XXXVIII. Madrid.
19. JULIVERT, M. (1955): *Geología de la Sierra de Miramar*.—Mem. y Com. Diputación Provincial de Barcelona.
20. LLOPIS LLADÓ, N. (1947): *Contribución al conocimiento de la morfoestructura de Los Catalánides*.—Cons. Sup. Inv. Científicas. Barcelona.
21. LLOPIS, N., y MASACHS, V. (1943): *El problema de los conglomerados del margen meridional de la depresión del Ebro*.—Notas y Com. Inst. Geológico Min. de España, n.º 11. Madrid.
22. MALLADA, L. (1889): *Reconocimiento geográfico y geológico de la provincia de Tarragona*.—Bol. Com. Mapa Geol. España, t. XVI. Madrid.
23. MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA (1934): *Hoja núm. 446, Valls*.—Inst. Geológico y Min. de España. Madrid.
24. — (1935): *Hoja núm. 359, Balaguer*.—Inst. Geol. Min. España. Madrid.
25. — (1944): *Hoja núm. 390, Cervera*.—Inst. Geol. Min. España. Madrid.
26. — (1947): *Hoja núm. 391, Igualada*.—Inst. Geol. Min. España. Madrid.
27. — (1952): *Hoja núm. 447, Villanueva y Geltrú*.—Inst. Geol. Min. España. Madrid.
28. — (1953): *Hoja núm. 419, Vilafranca del Panadés*.—Inst. Geol. Min. España. Madrid.
29. MASACHS, V. (1952): *La edad, el origen y los movimientos de las sales paleogenas de la Cuenca del Ebro*.—Mem. y Com. Inst. Geol. Dip. Prov., t. IX. Barcelona.
30. — (1954): *Edad del horizonte de tránsito sobre el Eoceno marino y las calizas con «Melanoides albigensis» Noul, en una parte del sector catalán de la depresión del Ebro*.—R. Soc. Esp. Hist. Nat., tomo extraord. Madrid.
31. OSONA, A., y CASTELLANOS, J. (1895): *Guia-itinerari de les regions compreses*

- desde Montserrat al Camp de Tarragona y de la Segarra al Panadés amb la descripció de les conques dels rius Noya, Foix y Gayá*.—Barcelona.
32. RÍOS, J. M., y ALMELA, A. (1954): *El Triásico de Santa Perpetua (Tarragona)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., tomo homenaje a E. Hernández-Pacheco, pág. 567. Madrid.
33. RUIZ DE GAONA, M. (1952): *Resultado del estudio de las faunas de foraminíferos del Nummulítico de Montserrat y regiones limítrofes*.—Estudios Geológicos, n.º 15. Madrid.
34. SCHRIEL, W. (1929): *Der geologische Bau des Katalonischen Küstengebirges Zwischen Ebromündung und Ampurdan*.—Beitr. Geol. Westl. Medit.-Gebiete, z. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. N. F., Bd. 14. Berlin.
35. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1950): *Estudio geológico de los criaderos de bauxita del NE. de España*.—Barcelona.
36. — (1954): *Geología de las bauxitas españolas*.—R. Soc. Esp. Hist. Natural, tomo homenaje a E. Hernández-Pacheco. Madrid.
37. VILASECA, S. (1920): *Contribució a l'estudi dels terrenys triassics de la provincia de Tarragona*.—Treb. Mus. C. Nat. Barcelona.
38. VIRGILI, C., y JULIVERT, M. (1954): *El Triásico de la Sierra de Prades*.—Estudios Geológicos, n.º 22, Inst. Lucas Mallada. Madrid.
39. VIRGILI, C. (1955): *El tramo del Muschelkalk de los Catalánides*.—Mem. Com. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona.

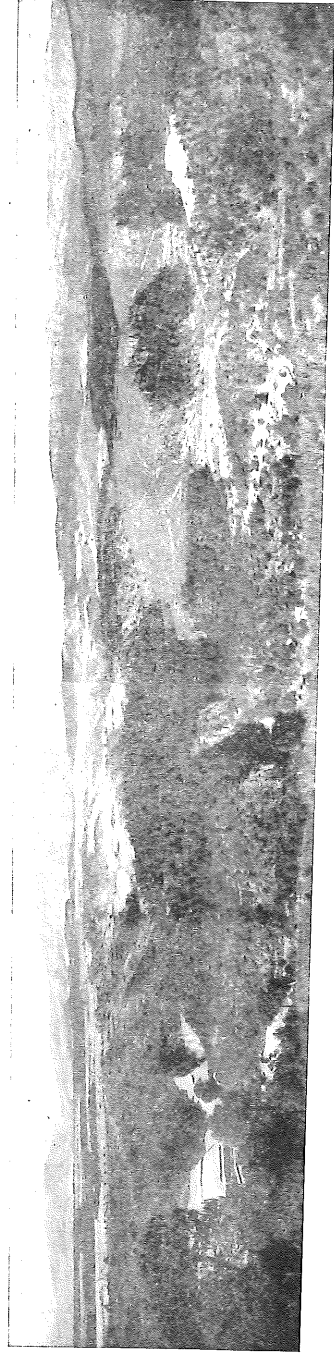


El Monasterio de Santes Creus. Al fondo, las Sierras de Miramar y de Sant Miquel de Montclar. En el centro, el relleno mioceno del Campo de Tarragona.



Pont d'Armentera. Falla de Can Biosca (Km. 18 de la carretera a Querol). Las calizas triásicas fuertemente inclinadas, cortadas por la falla, y en la parte alta recubiertas por las puddingas miocenas. La erosión del Río Gayá ha exhumado la falla en la parte inferior.

Fots. Darder.



La Sierra de Miramar, al fondo; el extremo NE. del Campo de Tarragona, en el centro, y el bloque triásico de Les Ordres en primer término, desde las inmediaciones de esta última localidad.

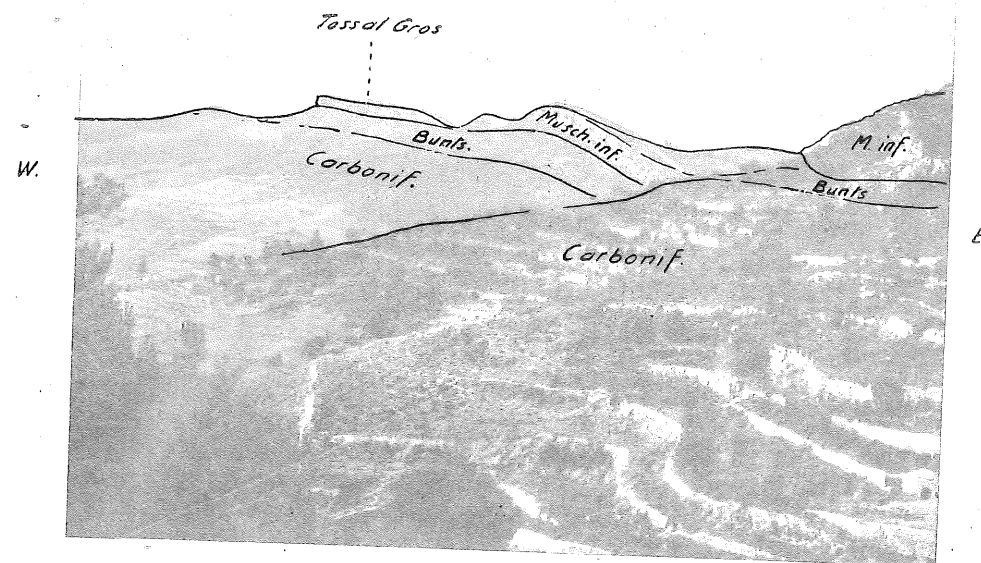
Fot. Darder.



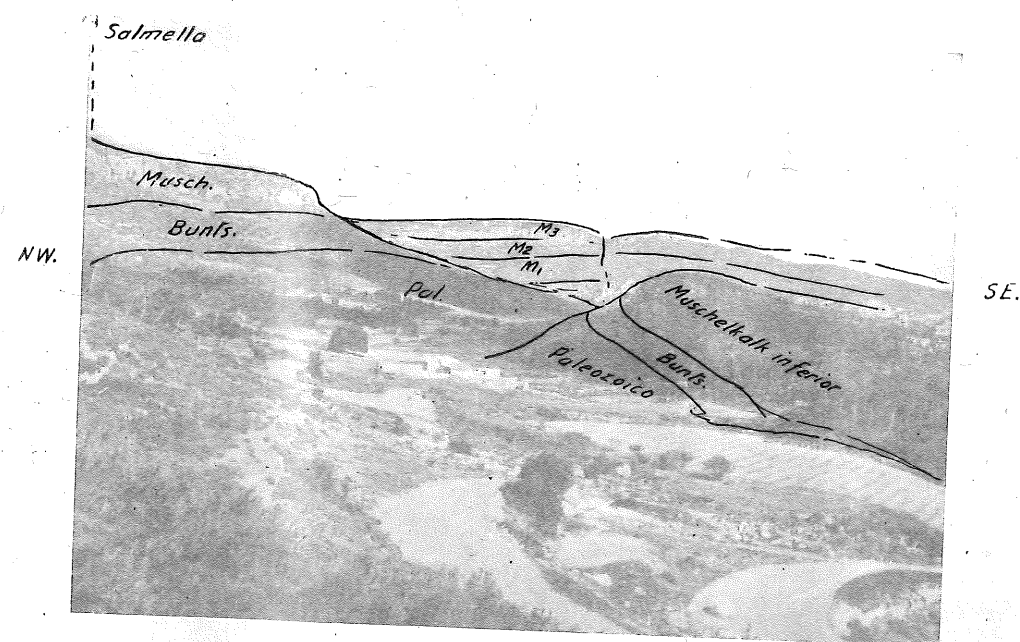
El extremo NE. del Campo de Tarragona desde las proximidades de Pla de Cabra (Pla de Santa Maria). En primer término, a la izquierda, la Sierra de Miramar y cerros paleozoicos. En el centro, relleno mioceno. Al fondo, Macizo de Montagut.

Fot. Solé.



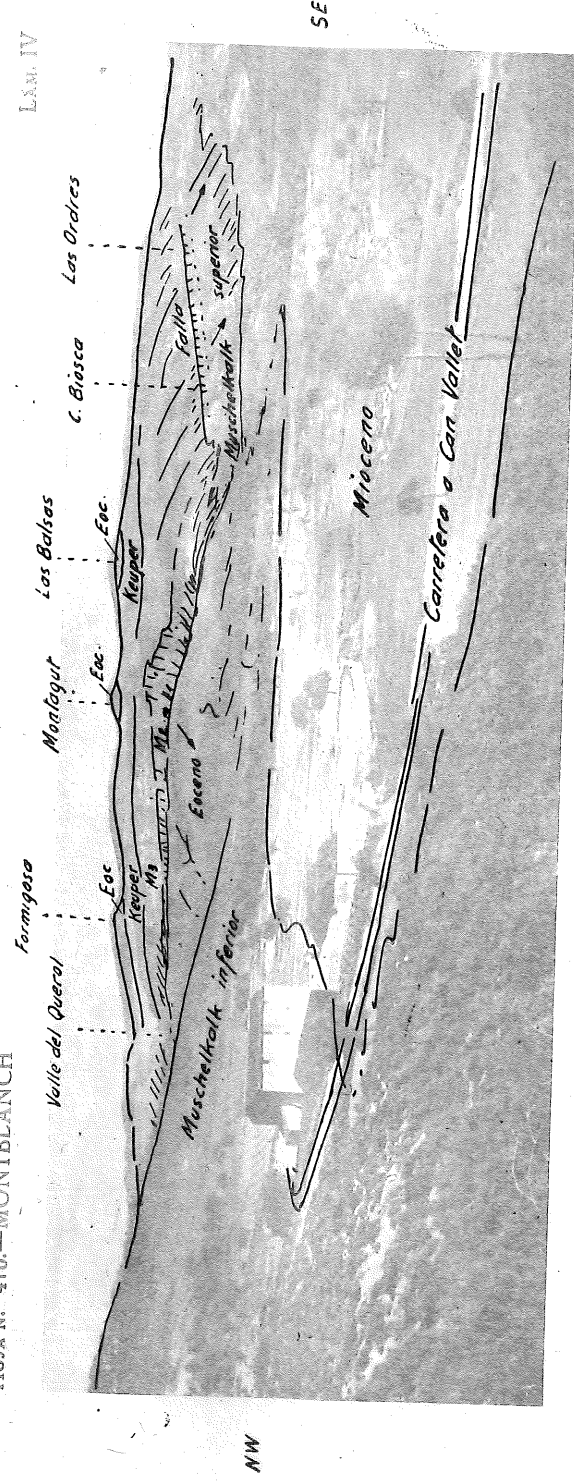


La Sierra de Miramar desde la ermita de San Ramón, en término de Figuerola. Cornisas del Muschelkalk, debajo el Buntsandstein y formas suaves del Carbonífero.

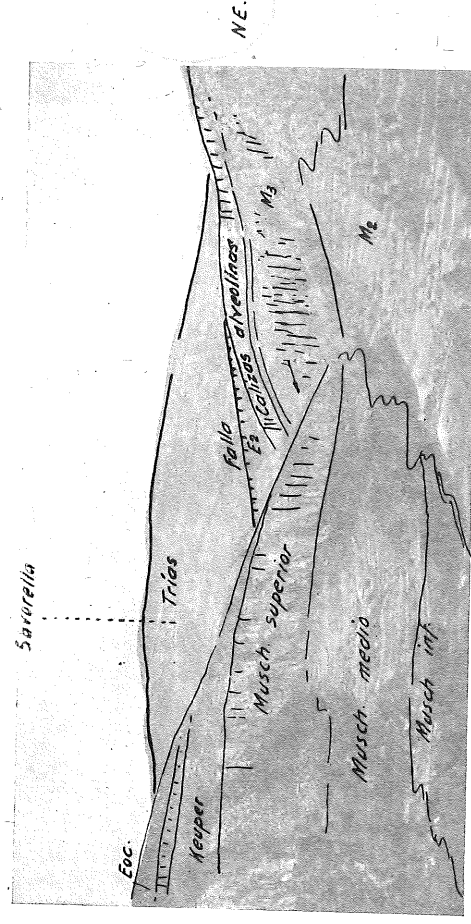


Pont d'Armentera. El anticlinal de Salmellá en las proximidades de la Figuera, visto en dirección NE. A la izquierda, cornisas horizontales del Muschelkalk inferior y debajo Buntsandstein y Paleozoico. A la derecha, flanco hundido formado por los mismos elementos.

Hoja n.º 418.—MONTBLANCH

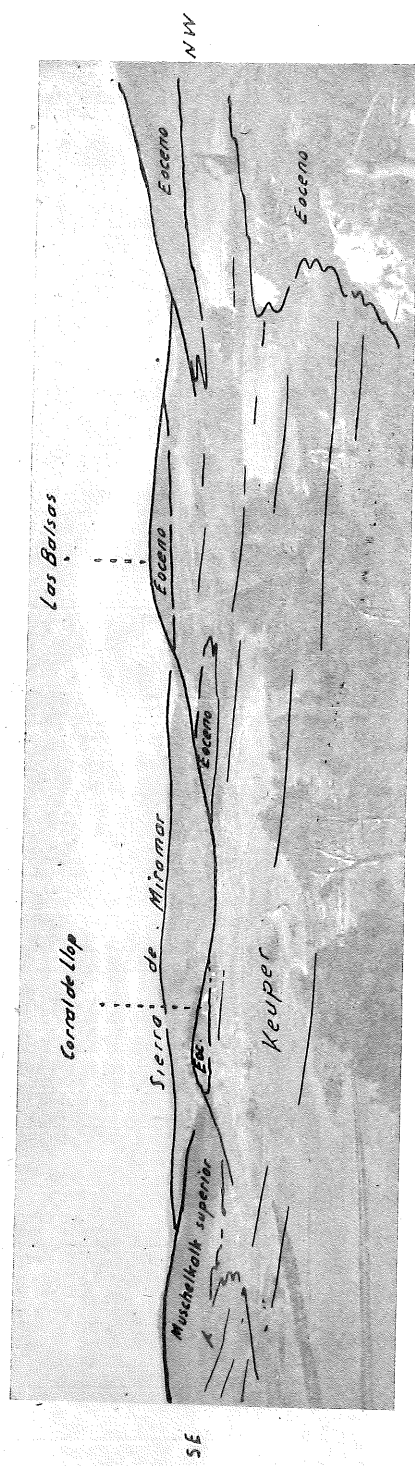


Pont d'Armentera. Extremo NE. de la llanura miocena del Campo de Tarragona, en el camino de Can Vallet, cerca de La Caseta. Al fondo, macizo triásico de Montagut, cuyo cerro destaca en el centro. A la derecha, flexión-falla de Les Ordres.

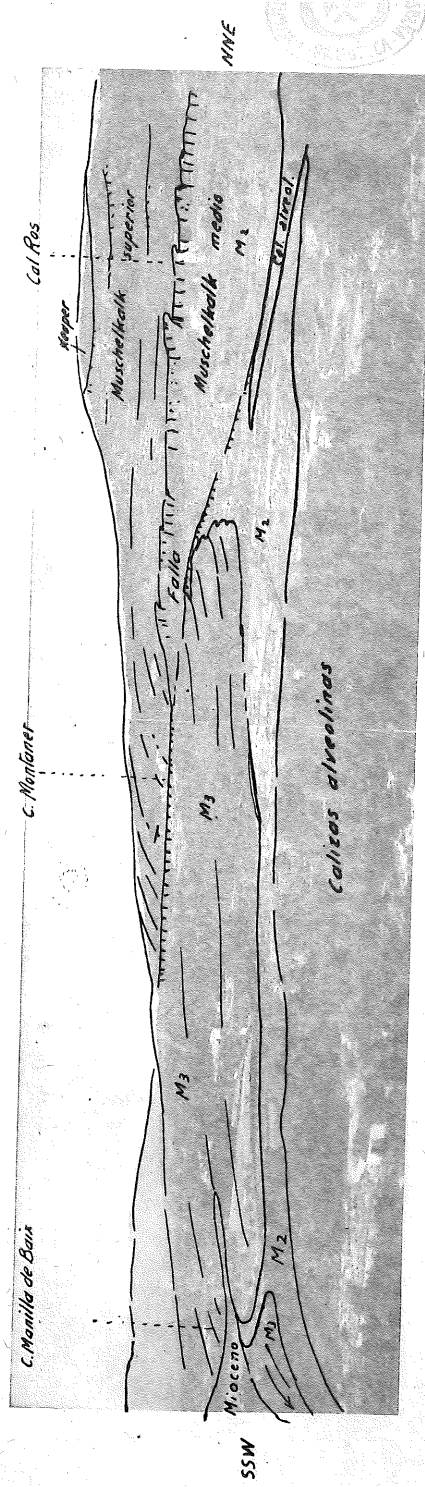


El valle del Gayá en las inmediaciones de Querol. Barranco de Vallespinosa y, al fondo, castillo de Savorella. En primer término, cornisas del Muschelkalk superior; más a SW, derecha destacan por su blancura las calizas con Alveolinas del Eoceno. Las sierras del fondo repiten la serie desarrollada por la falla, que separa el Bloque del Gayá de la sierra de Miramar.

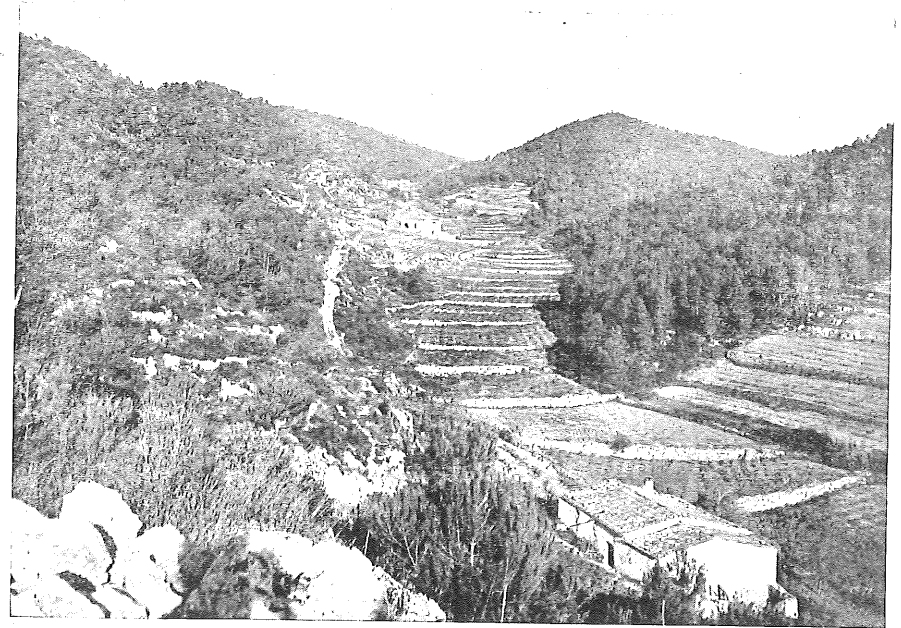
Fots. Solá.



La parte alta del Bloque del Gayá desde las inmediaciones de Montagut. Cultivos en las margas del Keuper con islotes residuales de calizas miocenas encima.



Aiguamurcia. Flexión-falla de Les Ordres vista en dirección NO. A la derecha, encima de Cal Ros, cornisa horizontal del Muschelkalk superior. En el centro y a la izquierda, bloque basculado del Muschelkalk en dirección al Campo de Tarragona.



Anticlinal de Can Baró en término de Aiguamurcia. El tramo rojo del Muschelkalk aprovechado por los cultivos; a los lados de las calizas del Muschelkalk superior, con bosque, que forman los flancos de un anticlinal muy agudo.



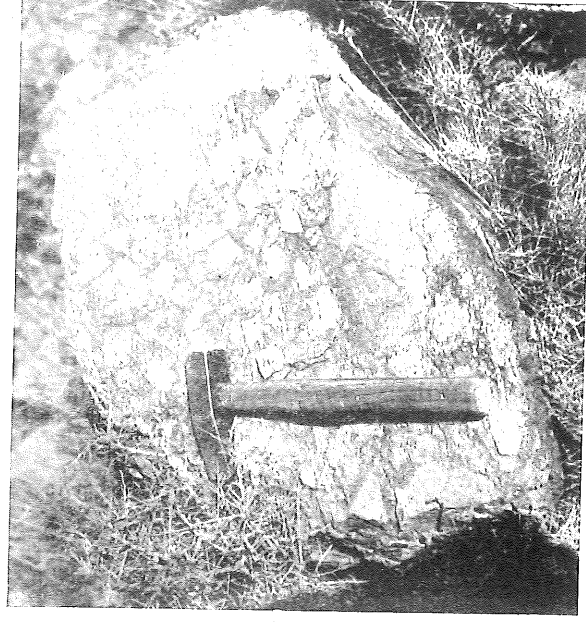
Aiguamurcia. Mina de bauxita «El Rosario», en el Muschelkalk superior.

HOJA N.º 418.—MONTBLANCH

LÁM. VII

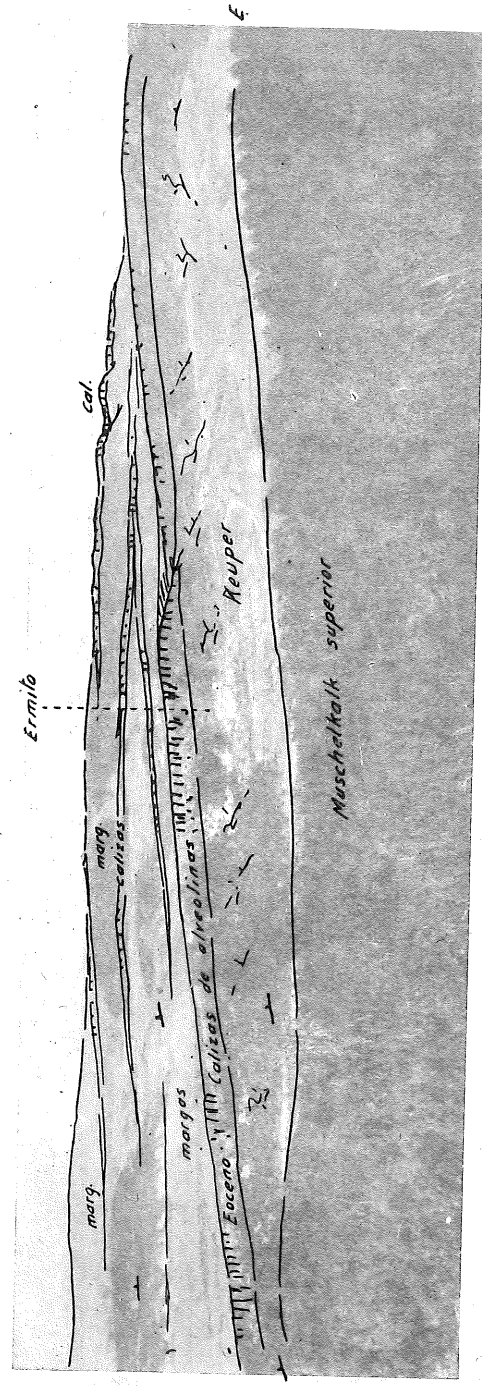


*Aiguamurcia. Mina de bauxita «El Rosario».
Detalle de la explotación. Las calizas triásicas, a la derecha, quedan interrumpidas por falla; en el centro, el relleno de bauxita.*



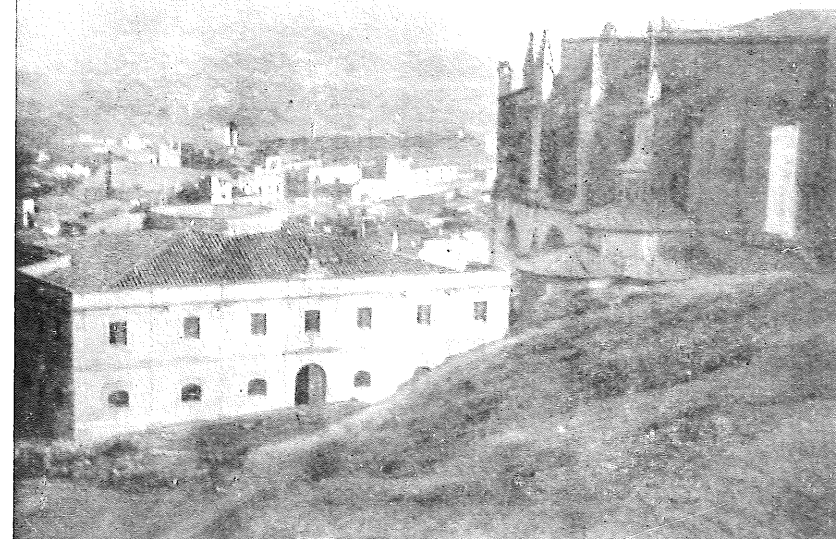
Peperino de la erupción andesítica de Figuerola, cerca de la ermita de San Ramón. Los fragmentos de andesita cementados por la misma lava.

Fots. Solé.



El anticlinal de San Magin de la Bruganya. En primer término, el Trias medio y superior del núcleo del anticlinal. Al fondo, las cuevas eocenas.

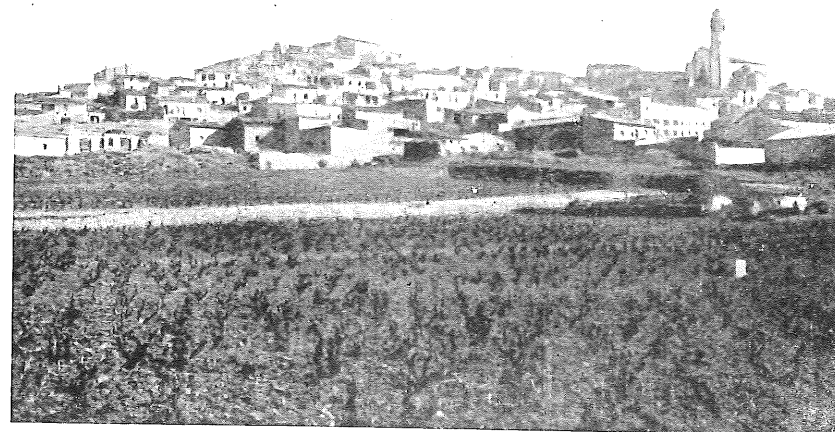
Fot. Solé.



Vista parcial de Montblanch. Al fondo, la Sierra Voltorera.



Panorámica del pueblo de Sarreal.



Panorámica del pueblo de Barbará.



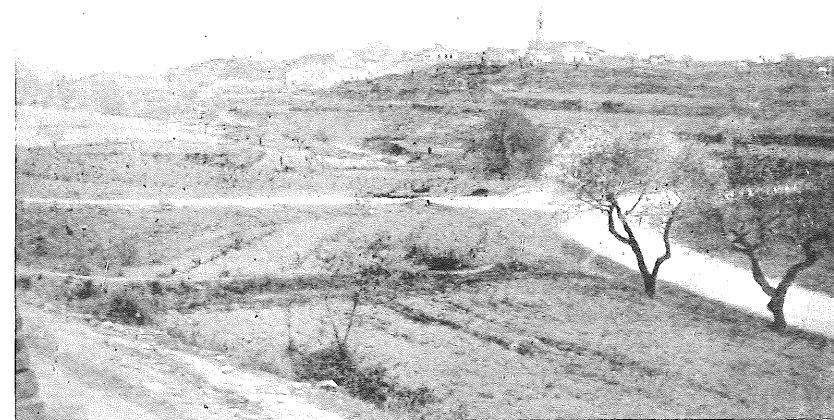
Panorámica de Mombrió de la Marca.



Panorámica de Rocafort de Querol. Al fondo, la Sierra del Clot.



Panorámica de Cabra del Campo. Al fondo, montaña El Cogullo.



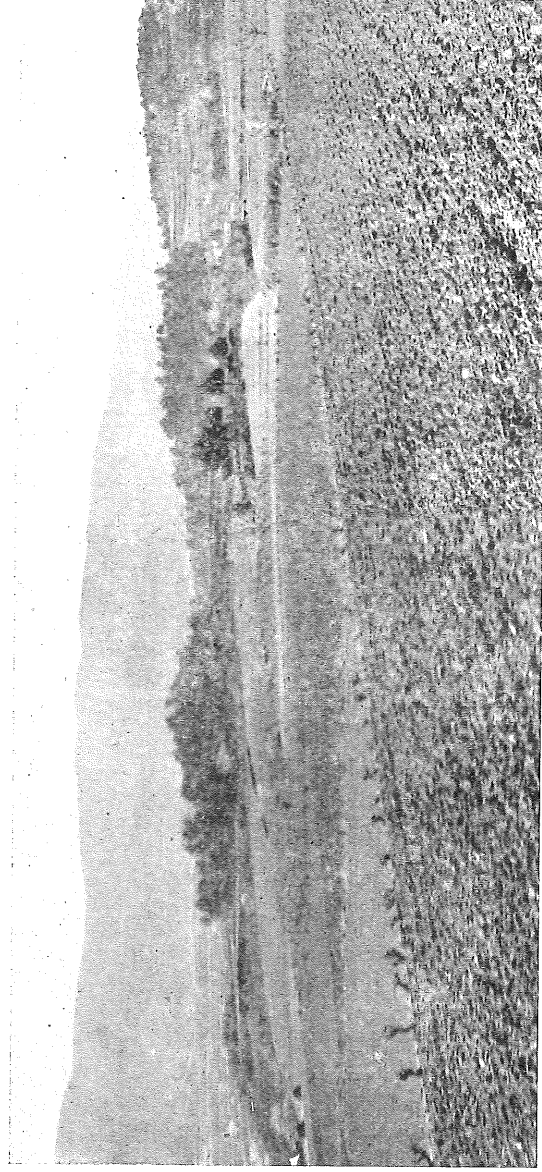
Panorámica del pueblo de Pira.



Fuente de la Cruz, en Cabra del Campo.

HOJA N.º 418.—MONTBLANCH

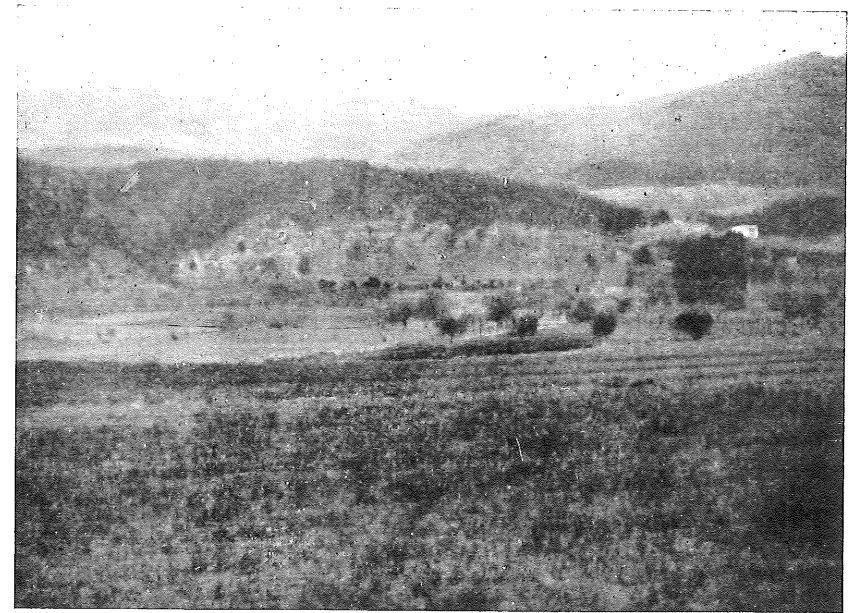
LÁM. XIII



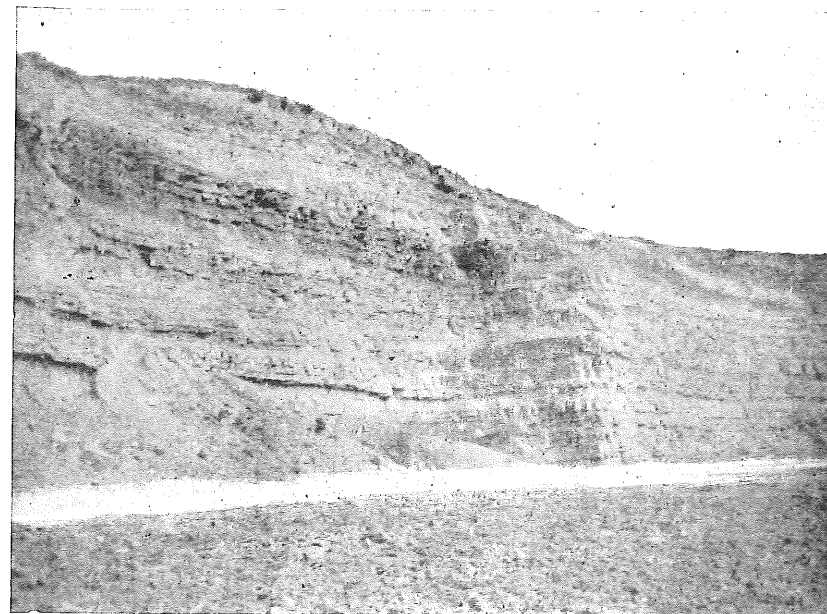
Panorámica del monte Cunil; a la derecha, el monte Cogullo.



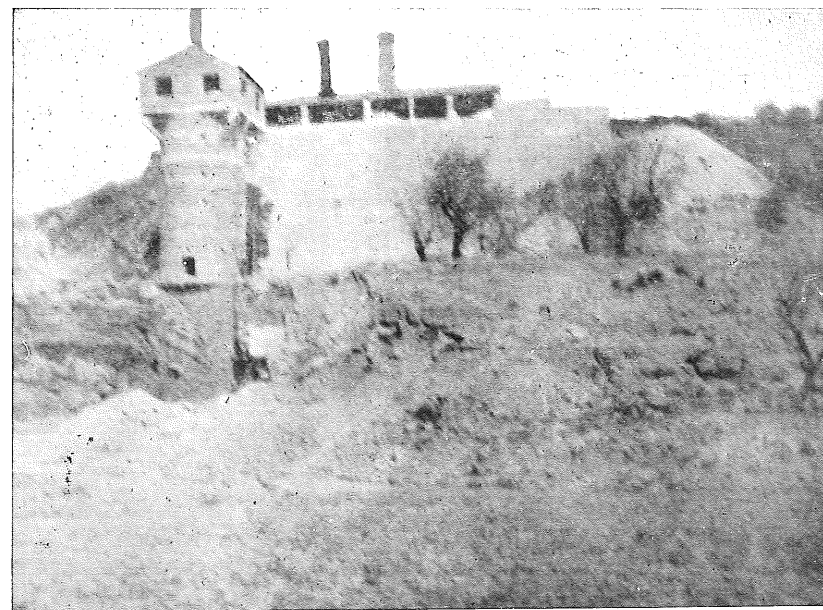
Puente sobre el Río Francolí. Paso del ferrocarril de Reus a Lérida.



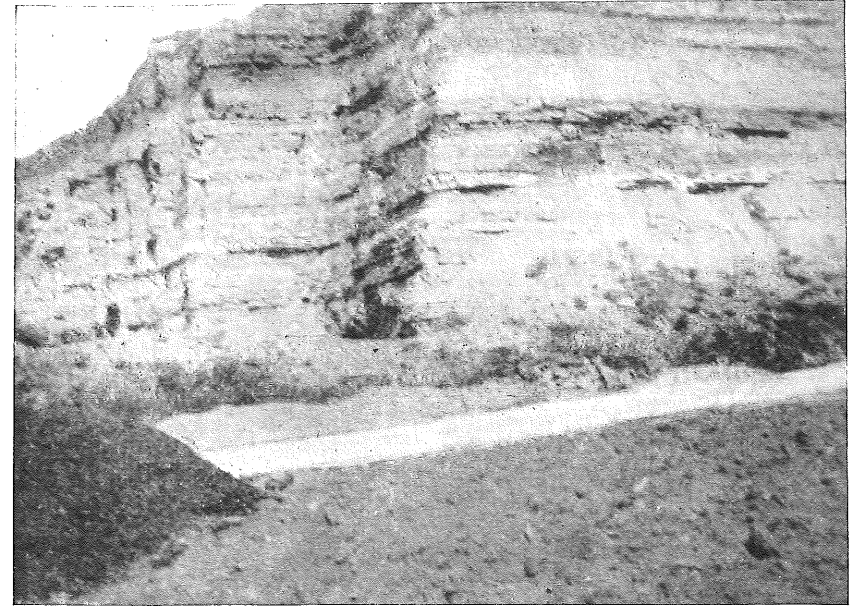
Panorámica de la Sierra del Cogullo y Miramar. Tomada desde la carretera de Montblanch a Vilavert.



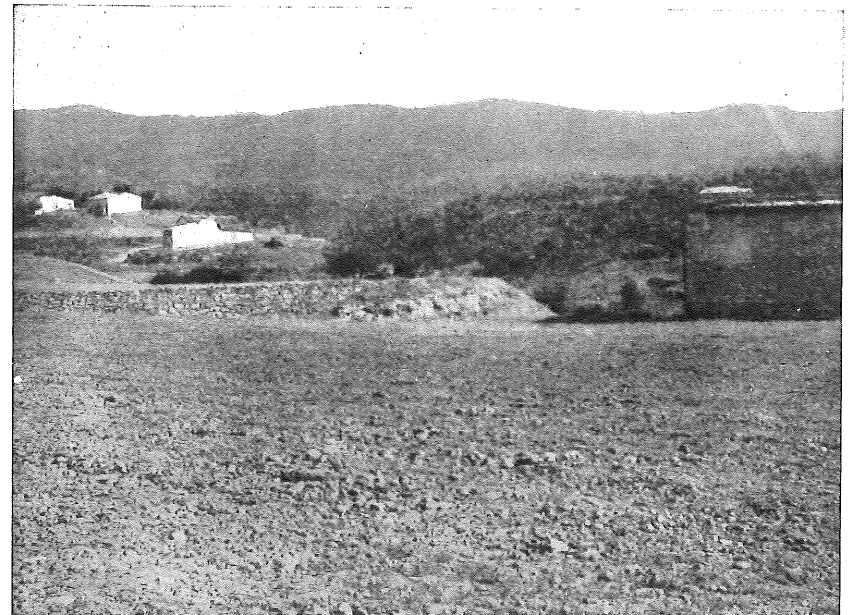
Cantera de cemento natural y cal hidráulica del Sr. Mateu, en Sarreal.



Instalación de hornos de cemento natural y cal hidráulica de la cantera del Sr. Mateu, en Sarreal.



Cantera de alabastro, propiedad del Sr. Mateu, en Sarreal.



Panorámica de la Sierra del Clot, al Este de Mombrió de la Marca.