

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

CON LA COLABORACIÓN

DE LA

EXCMA. DIPUTACIÓN PROVINCIAL DE GERONA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

EXPLICACIÓN

DE LA

HOJA N.º 334

GERONA

=====
José CANTO

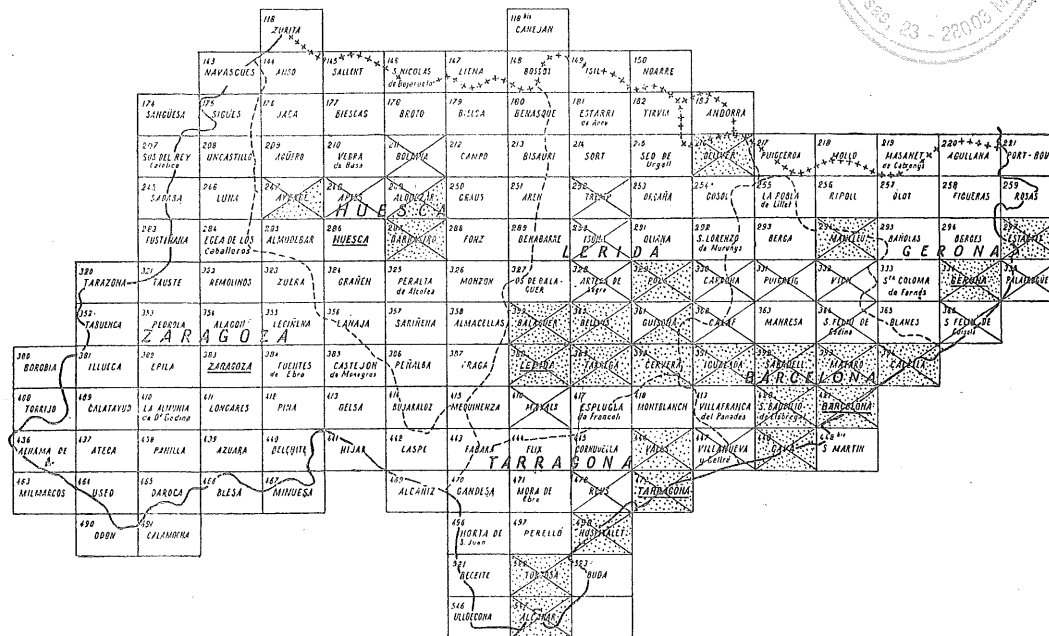
MADRID

TIP.-LIT. COULLAUT
MANTUANO, 49.

1949



TERCERA REGIÓN GEOLÓGICA
SITUACIÓN DE LA HOJA DE GERONA, NÚMERO 334



Esta Memoria explicativa ha sido estudiada por D. JAIME MARCET RIBA (Catedrático) y D. LUIS SOLÉ SABARÍS (Catedrático de Geología de la Universidad de Barcelona).

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. Fernando Benito.
 Subjefe D. Agustín de Larragán.
 Ingeniero D. José Castells.
 Ingeniero D. Antonio Almela.
 Secretario D. Augusto de Gálvez Cañero.

INDICE DE MATERIAS

	<u>Páginas</u>
I. Bibliografía	5
II. Caracteres geográficos	13
III. Reseña histórica.....	17
IV. Estratigrafía	19
V. Tectónica	55
VI. Morfología	77
VII. Petrografía.....	87
VIII. Paleontología	107
IX. Minerales, Minas y Canteras.....	113
X. Hidrología.....	119

I

BIBLIOGRAFÍA

1. *Agua de Vila-Roja. Font de la Pólvora. Análisis cualitativo por el Dr. D. José Casares Gil, y Notas para su estudio médico por D. José Pascual y Prats.*—16 p. Impr. y Libr. P. Torres. Gerona, 1902.
2. ALMERA, J.: *Descripción de los terrenos pliocénicos de la cuenca del Bajo Llobregat y Llano de Barcelona. Pliocénico de la provincia de Gerona, según las notas de los señores D. Luis M. Vidal y D. Manuel de Chía.*—Bol. R. Acad. de Cienc. y Art. de Barcelona, 3.^a época, vol. I, t. III. 358 p., 28 láms. Barcelona, 1894-1907.
3. ASHAUER, H., und TEICHMÜLLER, R.: *Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens.*—Beitr. z. Geol. d. west. Med., n.º 17, Abh. d. Ges. d. Wiss. z. Gött., Math-Phys. Kl., N. Folge, H. 16, 80 p., 7 láms., 48 figs. Berlín, 1935. Traducción de J. M. Ríos en Publ. Extranj. Geol. Esp., t. III, 96 p., 48 figs., 9 láms., Inst. Lucas Mallada. Madrid, 1946.
4. BARCELÓ, LL.: *Desfent una llegenda, sobre l'Aubi o Albi, de Palamós.*—Marinada, any XI, n.º 8, pp. 102-103. Palamós, 1924.
5. BARNOLA, J.: *Excursió a Girona.*—Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., t. XVI, pp. 36-37. Barcelona, 1916.
6. BATALLER, J. R.: *Assaig bibliogràfic de la geologia de Girona.*—Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., t. XXIII, pp. 36-55. Barcelona, 1923. (Catálogo de 250 fichas, hasta 1922, por orden alfabético de autores.)
7. — *Condiciones geológicas de las aguas minerales de Cataluña.*—Lab. de Geol. del Sem. de Barcelona. Publ. n.º 8 90 p., 11 figs., 4 mapas, 6 fots. Barcelona, 1933.

8. BATALLER, J. R.: *Les eaux thermo-minerales de la Catalogne.*—Rap. prés. au XIV^e. Cong. Int. d'Hydr., de Clim. et de Géol. Méd. de Toulouse, 19 p. Saint-Amand (Cher), 1933.
9. — *Estudio geológico sobre las aguas minerales de Cataluña.* Ibérica, n.º 1.006, p. 8; n.º 1.008, p. 40; n.º 1.009, p. 56; n.º 1.015, p. 152. Barcelona, 1934.
10. — *Los Nummulites de Cataluña.*—An. de la Esc. de Per. Agric. y Sup. de Agr. de la Diputación, t. I, pp. 15-26. Barcelona, 1941.
11. BAUZÁ, F.: *Breve reseña geológica de la provincia de Gerona.*—Bol. Com. Mapa Geol. de España, t. I, pp. 169-175. Madrid, 1874.
12. BOLÍVAR, I.: *Sobre un meteorito encontrado en los alrededores de Gerona.*—Act. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXVIII, p. 29. Madrid, 1899.
13. CALDERÓN, S., y RODRÍGUEZ MORUELO, J.: *Meteorito de Gerona.*—Act. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXIX, pp. 70-72. Madrid, 1900.
14. CALDERÓN, S., CAZURRO, M., y FERNÁNDEZ NAVARRO, L.: *Memoria sobre las formaciones volcánicas de la provincia de Gerona.* Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. IV, Mem. n.º 5, pp. 159-491, 10 láms., 13 mapas, 73 figs. Madrid, 1906.
15. CALDERÓN, S.: *Los Minerales de España.*—Publ. Junt. Ampl. Est. e Inv. Científ., 2 tomos; I, 416 p., 81 figs., 1910; II, 561 p., 172 figs., 1916. Madrid.
16. CARANDELL, J.: *El Bajo Ampurdán. Ensayo Geográfico.*—Obra póstuma. Bol. de la Univ. de Granada, t. XIV, n.º 71, páginas 375-424, 11 figs., 2 láms., 1942, t. XV, número 74, pp. 453-557, 1943. Granada.
17. CARRERAS CANDI, F.: *Geografía general de Catalunya. Prov. de Gerona, por J. BOTET Sisó.* 1.075 p.—Edit. Martín. Barcelona [1909].
18. CAREZ, L.: *Étude des terrains crétacés et tertiaires du Nord de l'Espagne.*—Thèse, 299 p., 72 figs., 9 láms., 2 map. París, 1881.
19. — *Géologie des Pyrénées Françaises.* París, 1903-11.
20. CASARES GIL, J.: *Sobre la presencia del manganeso en proporción notable en una agua mineral de la provincia de Gerona.*—Boletín Sociedad Esp. Hist. Nat., t. II, pp. 214-217. Madrid, 1902.
21. CAZURRO, M.: *El Cuaternario y las estaciones de la época paleolítica en Cataluña.*—Mem. R. Acad. de Cienc. y Art. de Barcelona, 3.^a ép., t. XV, n.º 3, pp. 103-166, 3 figs., 14 láms. Barcelona, 1919.
22. COMISIÓN HIDROGRÁFICA: *Hoja XIV, n.º 876. Desde el Cabo de Tossa hasta el Cabo de Cervera.*—Madrid, 1893.
23. CODINA LANGLIN, R.: *Análisis cualitativo y cuantitativo de las aguas ferruginosas bicarbonatadas, variedad acidulas, bicarbonatadas miactas, silicatadas y litínicas de Nuestra Señora de*

- los Ángeles, del distrito municipal de Madremaña.*—Gerona, 1895.
24. CHEVALIER, M.: *Note préliminaire sur la géologie de la Catalogne orientale.*—Bull. Soc. Géol. Fr., 4.^e sér., t. XIV, pp. 157-158, 8 figs. París, 1914.
25. — *Essai sur la physiographie de la Catalogne Orientale (Régions d'Olot, Bañolas, Ampurdán). Les formes topographiques et leurs relations avec la structure géologique. Leur évolution pendant les temps quaternaires.*—Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., vol. VI, pp. 27-51, 12 figs. y 2 mapas. Barcelona, 1926.
26. — *La Tectónica de Cataluña.*—Ciencia; I, n.º 24, 1928; II, n.º 27, 1929; folleto de 36 p., 19 figs., 1 mapa. Barcelona, 1929.
27. — *Aperçu sur la physiographie générale de la Catalogne.*—Géol. Méd. Occid., vol. I, partie II, n.º 2, pp. 77-92, 21 figs., 6 láms. Barcelona, 1929.
28. — *Contribution à l'étude du volcanisme en Catalogne.*—Comptes Rendus XIV Congrès Géol. Int., pp. 1.453-1.493, 19 figs., 2 mapas. Madrid, 1929.
29. — *Geologia de Catalunya. Volum I. L'Era Primària.*—Enciclopèdia Catalunya, vol. XIV, 220 p., 31 figs., XVII láms. Editorial Barcino. Barcelona, 1930.
30. CHÍA, M. DE: *Apuntes geológicos sobre los terrenos terciarios, medio y superior del Bajo Ampurdán.*—Revista de Gerona, t. III, p. 337. Gerona, 1879.
31. — *Nuevos hallazgos en Caldes y Serinyá.*—Revista de Gerona, t. III, p. 65. Gerona, 1879.
32. — *Estación prehistórica de Caldes de Malavella.*—Revista de Cienc. Hist. de Barcelona, t. II, pp. 520-526, 3 grab. Barcelona, 1891.
33. DALLONI, M.: *Étude géologique des Pyrénées Catalanes.*—Ann. Fac. Scienc. Marseille, t. XXVI, fasc. III, 373 p., 65 figs., 12 láms., 1 mapa y 1 lám. cortes. Argel, 1930.
34. DARDER PERICÁS, B.: *Informe sobre investigaciones de aguas subterráneas de la inmortal ciudad de Gerona.*—36 p., 1 mapa a escala 1:100.000 y 3 lám. de cortes y perfiles. 15 agosto 1941 (in litt.).
35. DOLLFUS, J.: *Rélation entre la Géologie et l'Hydrologie en Catalogne.* Bull. Soc. Géol. Fr., 3.^e ser., vol. XXVI, p. 876. París, 1898. Traducción de FONT Y SAGUÉ en Lo Pensament Catalá, n.º 11 y 17, año I, Barcelona, 1900, y en Boletín Com. Mapa Geol. Esp., t. XXVII, pp. 243-250, 2 figs. Madrid, 1903.
36. EZQUERRA DEL BAYO, J.: *Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España en la Península.*

- Mem. R. Ac. de Cienc. de Madrid, 3.^a ser., Cienc. Nat., t. I, 1.^a parte, p. 35; 2.^a parte, pp. 73-107. Madrid, 1848-1850.
37. FAURA SANS, M.: *Origen geológico de los manantiales de la Font de la Pólvara (Gerona)*.—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. IX, pp. 476-491, lám. 11-13. Madrid, 1909.
38. — *Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Cataluña, con una descripción de los yacimientos fosilíferos más principales*.—Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. IX, mem. número 1, 200 p., 9 láms., 19 figs. Madrid, 1913.
39. — *Una tortuga fósil en el eocénico de Gerona*.—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XV, pp. 291-295, 1 fig., lám. XII. Madrid, 1915.
40. — *Comarques artesianas de Catalunya*.—Agricultura, número 12-14, p. 4; n.º 14, p. 6, croquis; n.º 16, p. 10-11. Barcelona, 1918.
41. — *Hidrologia fluvial i soterrània del Baix Empordà*.—Agricultura, any IV, n.º 5, pp. 91-96. Barcelona, 1920.
42. — *Llista dels Meteorits caiguts a Catalunya*.—Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., vol. XXI, p. 153. Barcelona, 1921.
43. — *Meteorits caiguts a Catalunya*.—Butll. C. Exe. Cat., t. XXXI, p. 270-288, 4 láms., figs. 1-3. Barcelona, 1921.
44. — *Estudio geológico de las aguas minerales de Cataluña y la dispersión de los manantiales de mayor importancia en relación con los accidentes tectónicos*.—(In litt.). Barcelona, 1913.
45. — *Meteoritos caídos en la Península Ibérica*.—Ibérica, año IX, t. I, vol. XVII, n.º 418, pp. 154-157, 11 marzo 1922; n.º 421, pp. 193 y 202-208, 1 abril; n.º 428, pp. 314-318, 20 mayo; t. II, vol. XVIII, n.º 435, pp. 25-31, 8 julio; n.º 441, pp. 123-126, 2 sept.; n.º 442, pp. 137-139, 9 sept.; n.º 448, pp. 234-238, 21 oct., y n.º 456, pp. 362-364, 16 dic. Folleto de 74 pp., 20 figs. Tortosa, 1922.
46. — *Servei del Mapa Geològic de Catalunya. Fulla 24, Sant Feliu de Guixols. Mapa a escala 1:100.000 i Explicació de la Fulla*.—85 p., 59 figs. Barcelona, 1923.
47. — *Memoria sobre abastecimientos de aguas potables para la villa de Palafrugell, provincia de Gerona. En colaboración con José Mirabet y Matheu, ingeniero industrial; Eduardo Ragasol, abogado; José María Tallada, financiero; F. Sans y Buigas, abogado; S. Marcó, concejal; J. Amer, concejal, y Salvio Sendra, concejal*.—Fascículo de 64 p. Palafrugell, 1925.
48. — *Das Alter der Granitgesteine Kataloniens*.—Zeitsch. d. deutsch. Geol. Gesellsch., B, Monatsberichte, t. 75, pp. 38-44. Berlín, 1923.
49. — *Les traits caractéristiques des terrains précambriens et*

- cambriens de la Péninsule Ibérique*.—Comptes Rendus Réun. Int. pour l'étude du Précamb. et des vieilles chaînes de mont., pp. 26-34. Helsingfors, 1933.
50. FONT Y SAGUÉ, N.: *Origen geológico de los manantiales termo-minerales de Caldas de Malavella (provincia de Gerona)*.—Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., t. III, pp. 411-417. Madrid, 1903.
51. — *Caldas de Malavella y su manantial «El Bullidors»*.—Folleto de 52 p., 10 grab. Barcelona, 1904.
52. FONT Y SAGUÉ, N., CODINA LÄNGLIN, R., NOVELLAS, F., y PRESAS, J.: *Agua Xalá del Manantial «Els Bullidors», de Caldas de Malavella (Gerona), antes denominada Vichy Caldense, propiedad de Pablo Estapé y Maristany, declarada minero-medical y autorizada por R. O. de 30 de julio de 1902. Memoria científico-histórica. Análisis químico, cualitativo y cuantitativo y Estudio terapéutico*.—96 p., 3 figs., 6 láms. Tipografía Modesto Berdós. Barcelona, 1904.
53. GIL Y ROMO, D.: *Reseña histórica de las minas de la comarca ampurdanesa, su estado actual y medios de fomentar su explotación en gran escala*.—Gerona, 1888.
54. GÓMEZ LLUECA, F.: *Los Numulitidos de España*.—Junt. Ampl. Est. e Inv. Cient., Com. de Inv. Pal. y Prehist., Mem. n.º 36, Ser. paleont. n.º 8, Mus. Nac. de Cienc. Nat., 402 p., 34 láminas, 77 figs. Madrid, 1929.
55. INSTITUTO GEOLÓGICO DE ESPAÑA: *Mapa Geológico de España, Hoja n.º 15 (Barcelona, Gerona, Lérida)*. Escala 1:400.000, 3.^a edic. (sin fecha).
56. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio hidrotectónico del valle de Caldas de Malavella*.—20 p., 5 láms. Barcelona, 20 julio 1943 (in litt.).
57. MAESTRE, A.: *Descripción geológico-minera del distrito de Aragón y Cataluña*.—Anales de Minas, vol. III, pp. 193-278. Madrid, 1845.—Bull. Soc. Géol. Fr., 2.^a ser., t. II, p. 624. París, 1845.
58. MALLADA, L.: *Explicación del Mapa Geológico de España*.—Mem. Com. Mapa Geol. Esp., t. I-VI. Madrid, 1895-1911. Tomos I-III, reimpresos en 1927.
59. MANJARRÉS, R.: *Mármoles de la provincia de Gerona*.—1882.
60. MARCET RIBA, J.: *La evolución paleogeográfica del Nordeste de España y de las Baleares*.—Mem. R. Acad. Cienc. y Art. Barc. 3.^a ép., t. XXVII, n.º 9, 121 p., 2 láms. Barcelona, 1945.
61. — *Los plegamientos variscos póstumos en el Nordeste de España*.—Miscelánea Almera. Dip. Prov. Barc. Publ. Inst. Geol., t. VII, 1.^a parte, pp. 139-157. Barcelona, 1945.
62. MENGEL, O.: *Aperçu sur la tectonique et la sismicité des Pays catalans*.—Comptes rendus de l'Assoc. Fr. pour l'Avanc. des Scienc., Cong. de Clermont-Ferrand, 1908, 13 p., 2 figs. París, 1909.

CARACTERES GEOGRÁFICOS

El territorio comprendido en la Hoja n.º 334, GERONA, incluye un amplio sector de la extremidad septentrional de la Cordillera Costera catalana, desde la capital a las inmediaciones del Mediterráneo.

Por esta razón resulta ser un territorio bastante accidentado y montuoso, aun cuando las alturas máximas apenas rebasan los 500 m. de altitud (Puig d'Arques, 532 m.).

Como en el resto de la mitad septentrional de la Cordillera Costera, dominan en su constitución los terrenos paleozoicos: granito y pizarra, suavemente modelados por la erosión, la cual comunica al paisaje la madurez de formas topográficas propia de las cordilleras hercinianas.

Geográficamente, el sector montañoso forma parte de la comarca conocida por las *Gabarras*, célebre por sus magníficos bosques de alcornoques, que abastecen a la industria corcho-taponera de los importantes centros de Palafrugell (8.295 hab.), Sant Feliu de Guíxols (7.912 hab.) y Cassá de la Selva (5.039 hab.), poblaciones situadas en los alrededores de esta región forestal. El interior de esta densa fronda está muy poco poblado, reduciéndose a pequeños núcleos rurales, de un centenar escaso de habitantes (Santa Pellaia, Montnegre, Sant Mateu de Montnegre, Sant Cebriá de Lladó o Els Metges, Sant Cebriá dels Alls o Camós), integrados por pequeñas casas de campo y de leñadores y carboneros, dispersadas en algunos claros del bosque. La labor del geólogo es aquí bastante penosa, tanto por la densidad de los pinares y alcornocales como por la existencia de un tupido sotobosque de maquia que dificulta, hasta a veces hacerlo imposible, el reconocimiento del terreno. Y asimismo por la dificultad de alojamiento y la falta de comunicaciones, no existiendo más que tres ca-

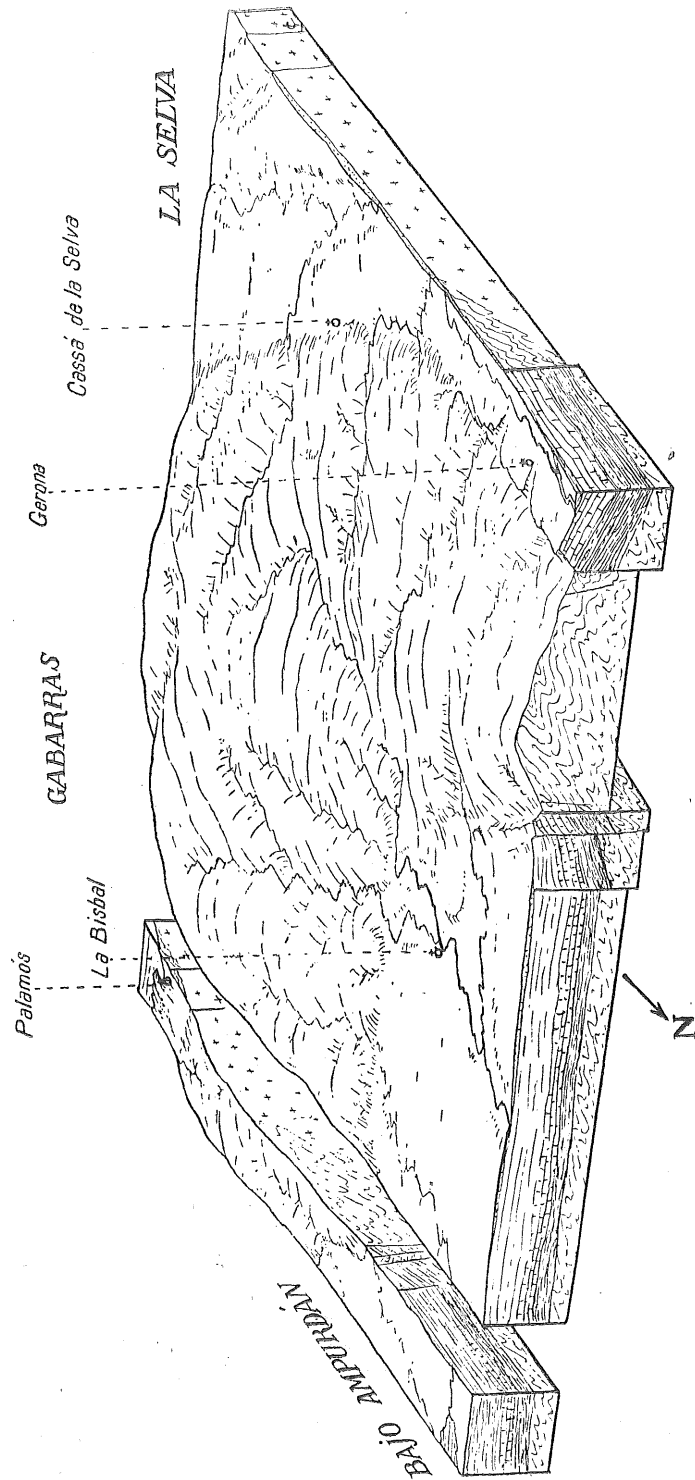


Fig. 1.—Bloque diagrama de la Hoja n.º 334, Gerona.

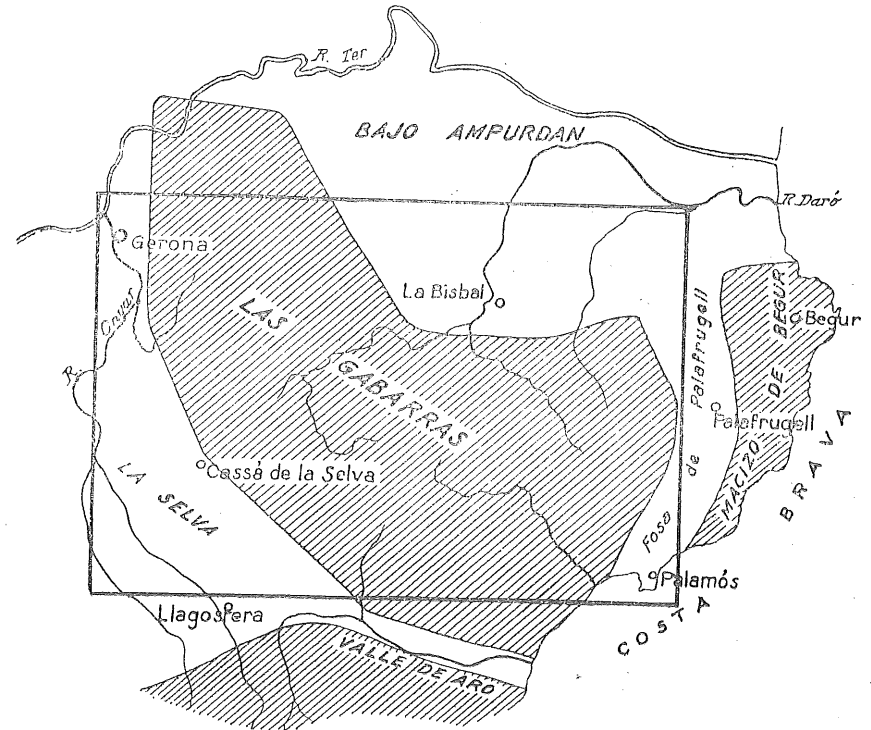


Fig. 2.—Regiones fisiográficas de la Hoja 334, Gerona. La parte rayada representa los bloques hercínianos levantados; en blanco, las depresiones terciarias y bloques hundidos.

rreteras que crucen la montaña, entre ellas las de Montnegre y de Romanyá, que no figuran en el mapa.

El macizo paleozoico de las Gabarras aparece rodeado por depresiones de bordes escarpados, determinados por fallas más o menos complejas, según corresponde al estilo tectónico germánico, propio de estos macizos antiguos (figs. 1 y 2).

Al Norte, se extiende la gran depresión del Ampurdán, que separa la Cordillera Costera del Pirineo oriental. De esta depresión queda

dentro del ámbito de la Hoja un pequeño sector, denominado *Bajo Ampurdán*, llanura situada a 50-100 m. de altura y formada por un zócalo eocénico recubierto por extensas formaciones cuaternarias. Zona de gran prosperidad agrícola con importantes núcleos de población vergentes hacia la capital de la comarca, La Bisbal (4.307 hab.), a través de una buena red de comunicaciones.

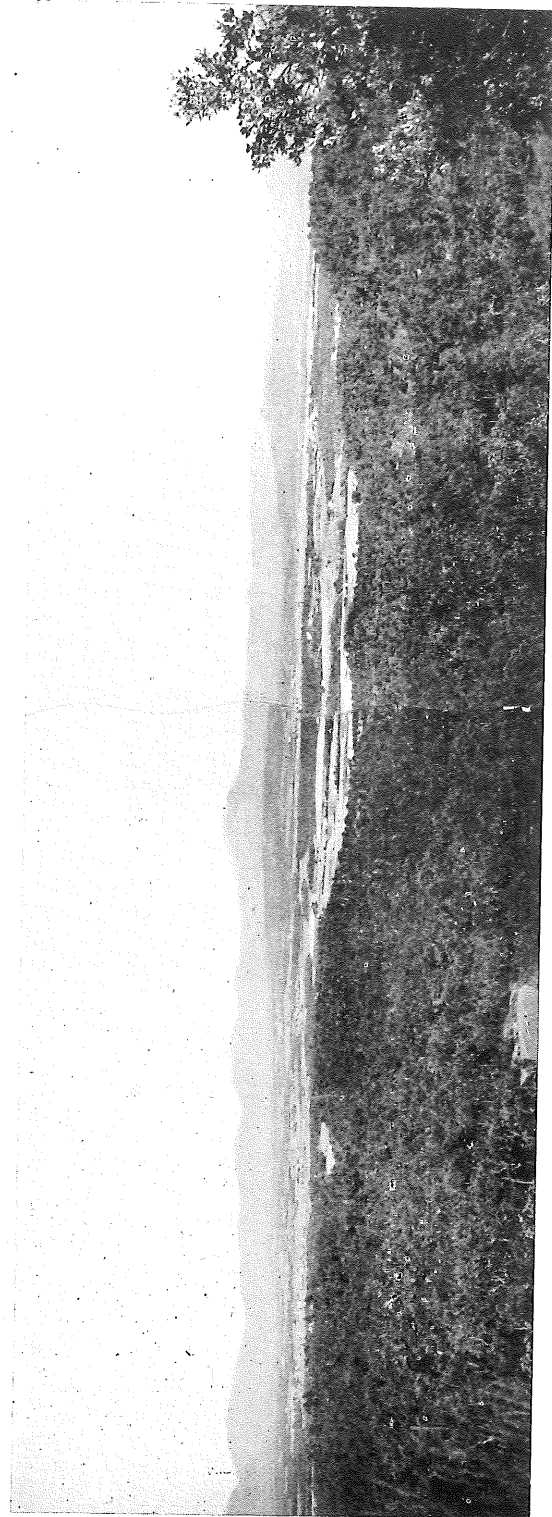
Por el lado occidental existe otra depresión importante, la *Selva*, extremo de la gran fosa longitudinal que desde Tarragona a Gerona separa la Cordillera Costera de su paralela la Cordillera Prelitoral. La depresión de la Selva está formada esencialmente por un zócalo paleozoico, recubierto por depósitos recientes pliocenos y cuaternarios hasta poco más de 100 m. de altura sobre el nivel del mar; región húmeda sobre la que prosperan los cultivos y los prados, dando lugar a poblaciones de cierta importancia, como Cassá de la Selva (5.039 habitantes) y Llagostera (3.856 hab.). En el sector Norte de la depresión cambia algo el paisaje a consecuencia de la introducción de un nuevo elemento morfológico, representado por las calizas y margas eocénicas de Gerona, modeladas en cuevas, en una de las cuales se apoya la capital (23.518 hab.), a orillas del Ter y en la confluencia de los ríos Galligans, Onyar y Güell, conjunto fluvial que presta singular carácter a la ciudad gerundense.

Por el lado Sur, el *Valle de Aro* constituye en amplio boquete abierto por la erosión del río Ridaura, orientado en su labor por una falla transversal que escinde en dos la cordillera de las Gabarras. Por este boquete tectónico-erosivo la costa se pone en comunicación fácil con la depresión de la Selva a través de un collado de 120 m.; aprovechado por la carretera y el ferrocarril de vía estrecha de Gerona a Sant Feliu de Guíxols.

Finalmente, por el lado oriental, existe la pequeña *Fosa de Palafrugell*, que anuncia en forma indudable el próximo hundimiento de la cordillera en las aguas del Mediterráneo, cuyas olas rompen contra los cantiles de la pintoresca *Costa Brava* catalana, de la cual el mapa no comprende más que el pequeño sector cercano a Palamós, con su magnífica playa de verano. Esta estrecha fosa, alargada de Norte a Sur, pone en comunicación esta parte de la Costa Brava con la depresión del Ampurdán, desfilando por ella la carretera y el ferrocarril de Gerona a Palafrugell y Palamós (5.243 hab.). El número e importancia de las poblaciones y hoteles existentes en la región de Palafrugell y en la Costa Brava facilita el recorrido de esta región de tanto atractivo paisajístico. Las comunicaciones entre el interior y la costa se hacen mediante los dos citados ferrocarriles de vía estrecha y las líneas regulares de autobuses entre Caldas de Malavella y Palamós-Sant Feliu.

HOJA N.º 334.—GERONA.

LAM. I



Vista panorámica de la depresión de la Selva, señalada por los claros de los cultivos, desde las inmediaciones de Castellar. En primer término, las laderas del macizo paleozoico de las Gabarras, destacado en la fotografía por la densidad del bosque. Al fondo, al otro lado de la depresión, la silueta de la Cordillera Prelitoral, desde las estribaciones del Montseny, a la izquierda (Sur), hasta el Rocacorba, a la derecha (Norte).

Foto Solé.

RESEÑA HISTÓRICA

Los primeros datos geológicos sobre esta parte de la provincia de Barcelona se hallan en las obras antiguas de Maestre (57), Bauzá (11), Verneuil y Collomb (77) y Ezquerria del Bayo (36), en las cuales, particularmente en el bosquejo de Bauzá sobre la provincia de Gerona, se traza a grandes rasgos la geología de dicha provincia.

Pero el primer estudio concreto y detallado de la región se debe al ilustre geólogo D. Luis Mariano Vidal (80). En la memoria de este autor, que acompaña al mapa 1:400.000, publicado por el Instituto Geológico y Minero de España, se describe la composición geológica de las Gabarras y se reconoce la existencia del Siluriano entre los terrenos paleozoicos que en ellas figuran. También estudió Vidal, con particular detención, el Eoceno de los contornos de Gerona, descubriendo el conocido gasterópodo *Bulimus gerundensis*, característico del Eoceno, aun cuando entonces lo atribuyó al Garumnense. Asimismo reconoció el ilustre geólogo catalán diversos tramos eocénicos en el Ampurdán y en el resto de la región. Entre los investigadores correspondientes a esta primera etapa, es justo señalar a D. Manuel Chfa, ilustrado médico gerundense, que realizó incansables pesquisas en toda la provincia, muchos de cuyos resultados, que no llegó a publicar, aparecieron luego en las obras de Vidal y Almera.

El segundo estudio detallado de esta parte de la provincia se debe a Faura y Sans (46), con su mapa a escala 1:100.000, acompañado de su correspondiente memoria explicativa. En el sector paleozoico reconoció Faura la presencia del Devoniano en Begur, y siguiendo las ideas de su tiempo, colocó en el Cambriano buena parte de las pizarras paleozoicas que Vidal emplazó en el Siluriano. También son interesantes sus observaciones sobre el Eoceno de la zona de La Bisbal,

En conjunto, representa su mapa un importante avance al conocimiento geológico de esta región.

Aparte de algunas notas esporádicas de menor importancia, como los estudios hidrológicos de Faura (37), Font y Sagué (50, 51, 52), Casares Gil (20, 21) y la recopilación bibliográfica de Bataller (6) sobre la provincia de Gerona, merece destacarse la aportación de San Miguel de la Cámara sobre el conocimiento petrográfico de la Costa Brava, en la que se describen por primera vez numerosas rocas eruptivas y metamórficas (66, 67, 68).

La casi totalidad de los trabajos geológicos anteriormente mencionados se refieren únicamente a los aspectos geognósticos y estratigráficos. Únicamente Marcel Chevalier (24, 25), en sus estudios tectónicos sobre Cataluña, hace algunas consideraciones sobre los rumbos de los pliegues paleozoicos y la tectónica de la región gerundense, pero la primera aportación de interés al conocimiento de la tectónica de la región se debe a Schriell (71), a pesar de la falta de datos concretos sobre esta zona. Ashauer y Teichmüller (3), de la misma escuela geológica, completan las observaciones e interpretaciones de Schriell, particularmente en lo referente al Paleozoico, diferenciando de este autor en cuanto a la interpretación del contacto entre el macizo paleozoico y la depresión eocénica del Ampurdán; pero dado el carácter general de estas obras, los datos sobre la región son siempre escasos.

Posteriormente, Solé Sabarís y Llopis Lladó (72) han publicado una extensa monografía, cuyo objeto de estudio es, precisamente, la mayor parte del sector abarcado por la Hoja, intentando precisar, sobre todo, la naturaleza tectónica y los rasgos morfológicos del contacto entre las Gabarras y la depresión del Ampurdán.

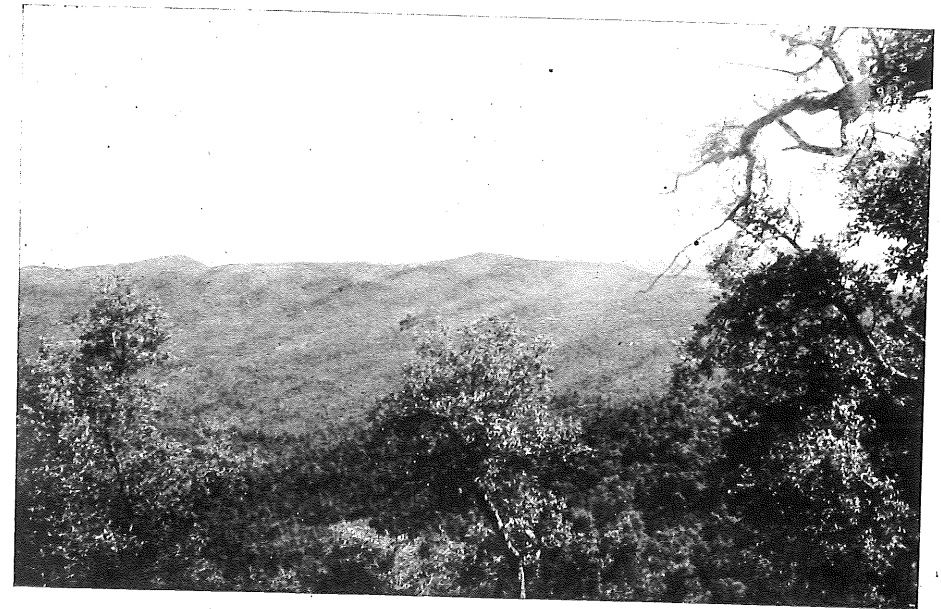
Las principales conclusiones sobre tectónica y morfología contenidas en este trabajo han sido incorporadas, debidamente ampliadas y completadas, en la presente memoria explicativa de la Hoja de Gerona. Posteriormente, Solé Sabarís (74 y 74 bis) ha publicado nuevas observaciones sobre la región abarcada en esta Hoja.

Aunque con orientación no estrictamente geológica, cabe citar, asimismo, el estudio geográfico de Carandell (16) sobre el Bajo Ampurdán, en el que existen interesantes puntos de vista del geógrafo y geólogo ampurdanés sobre la región en estudio.

Finalmente, con carácter general, existe asimismo un completo resumen sobre la tectónica y paleogeografía de esta región en un trabajo reciente de Marcet Riba (59) sobre la evolución paleogeográfica de Cataluña y Baleares.



Superficie de erosión prepliocénica de la depresión de la Selva, en el granito, vista desde el monadnock de Llagostera, hacia el Norte.



Aspecto de la masa forestal de las Gabarras desde el Puig d'Arques, cumbre culminante del macizo herciniano, en el sector granítico.

ESTRATIGRAFÍA

En el ámbito de la Hoja están representados únicamente los terrenos granítico, metamórfico, siluriano y devoniano, entre los paleozoicos; eoceno y plioceno, entre los terciarios y, finalmente, el cuaternario.

Existe una estrecha correspondencia entre la distribución geográfica de estos terrenos y las regiones naturales que se han distinguido al principio.

La cordillera de las Gabarras está constituida, casi exclusivamente, por terrenos paleozoicos, mientras que los terrenos terciarios y cuaternarios se extienden ampliamente por las depresiones de la Selva, Ampurdán y Palafrugell.

Paleozoico

Todo el macizo de las Gabarras, interpuesto entre la costa mediterránea y la depresión de la Selva, está formado por una masa esquistosa de gran potencia, atribuida al Siluriano. En algunos pocos puntos existen pequeños retazos de calizas con crinoides, que descansan indudablemente encima de las pizarras silurianas y cuya edad, aunque discutible, se ha venido atribuyendo, en general, al Devoniano, a causa de su posición estratigráfica.

Todo el complejo paleozoico, esquistos y calizas, ha sido intensamente afectado por el metamorfismo, dando lugar a aureolas formadas por cornubianitas, micacitas, pizarras mosqueadas, sericitas, etc., cuando el metamorfismo ha afectado a pizarras silurianas; y a már-

moles, más o menos ricos en silicatos cálcicos, cuando los materiales metamorfosados han sido las calizas. Por esta razón, la zona paleozoica ofrece una gran variedad petrográfica. El metamorfismo ha sido producido por un potente batolito granítico, que se extiende por toda la parte meridional de la Hoja, desde Palamós a Cassá de la Selva, el cual, en realidad, no es más que una apófisis del gran batolito granítico que forma buena parte de la Cadena Costera catalana, desde las Gabarras hasta las inmediaciones de Barcelona; de forma que la masa paleozoica comprendida en la Hoja no es más que el borde septentrional de la cobertura desmantelada que recubre dicho batolito granítico. Algunos diques de rocas eruptivas ácidas y básicas diversas, que atraviesan tanto el granito como su cobertura, contribuyen a aumentar la riqueza petrográfica de este sector. De todas maneras, es de señalar que, en general, son escasas, a excepción de la zona inmediata de Palamós-Calonge, si se compara su frecuencia con la que ofrecen otros sectores del propio batolito.

La distribución de los afloramientos de esta Hoja es muy diferente a la que figura en los mapas anteriormente publicados, habiéndose registrado por vez primera los manchones devonianos de Montnegre y el gran afloramiento granítico de Sant Mateu de Montnegre y Madremanya, en el NO. de la Hoja, aparte de otros muchos asomos de menor importancia y de las variaciones sufridas por los contornos de los afloramientos en la parte oriental.

Siluriano

Toda la masa esquistosa de las Gabarras se ha atribuido a este terreno, basándose, como lo hicieron los otros autores que anteriormente se han ocupado de la región, en consideraciones estratigráficas y de semejanza de facies, pues hasta ahora no ha sido hallado un solo fósil en esta formación.

Sin duda por esta razón, y siguiendo razonamientos diferentes, los autores que se han ocupado de esta zona atribuyen a las pizarras de la sierra de las Gabarras edades diversas. Vidal (80) sitúa los esquistos de las Gabarras en el Siluriano, atribuyendo concretamente al Ordoviciense las pizarras de la zona de Palafrugell. Posteriormente, Faura y Sans (46, 49), siguiendo el mismo criterio empleado para el resto del Paleozoico catalán, las coloca en el Cambriano, reservando únicamente al Ordoviciense un pequeño manchón cercano a la punta de San Antonio de Calonge, en donde, además, reconoce la presencia del Gotlandiense, pero sin que sus determinaciones se funden en razón paleontológica alguna.

San Miguel de la Cámara, en su estudio sobre la Costa Brava (68), atribuye al Siluriano y Devoniano buena parte de los terrenos metamórficos de Cap Gros y del Molí Vell, de Palamós, parecidos a los ni-

veles de Begur y Aiguafreda, atribuidos a la misma edad por Faura y Sans. El propio autor es partidario de la edad ordoviciense de los esquistos paleozoicos, volviendo, como la mayoría de los autores, al criterio sustentado por Vidal, por no existir razones paleontológicas suficientes para la modificación cronológica introducida por Faura y Sans.

Más tarde, se ocupan del Paleozoico de las Gabarras los autores alemanes Schriell (71), Ashauer y Teichmüller (3), en sus estudios de conjunto sobre la región levantino-catalana, haciendo la revisión del Paleozoico de las Cadenas Costeras y aportando, por su carácter de ensayo de conjunto, interesantes puntos de vista.

Schriell incluye en el Ordoviciense toda la masa esquistosa y reconoce la presencia de niveles de cuarcitas en su base, asimilándolos a las cuarcitas armoricanas reconocidas en otros parajes próximos del macizo costero catalán, pero no da más detalles estratigráficos sobre la región. Ashauer y Teichmüller incluyen un corte de la zona de la ermita de Els Angels (Gerona) y otro de Begur, además de algunos otros detalles estratigráficos. Identifican un nivel de cuarcitas de 80 m. de potencia, que atribuyen al Arenig. Reconocen, asimismo, la existencia del Siluriano superior, de 300 m. de potencia, en la zona de Begur, al que califican de más arenoso que el del Montseny. Finalmente, Solé y Llopis (72) aportan algunas observaciones sobre la estratigrafía de la región, compartiendo como Marcet (59) los puntos de vista de Ashauer respecto a la edad de las formaciones silurianas.

ORDOVICIENSE.—Aun cuando no ha sido hallado un solo fósil en los esquistos paleozoicos de la zona comprendida en el mapa, consideramos como Ordoviciense todo el complejo de pizarras, siguiendo el criterio de casi todos los autores modernos que se han ocupado del Paleozoico catalán.

Las determinaciones estratigráficas de estos autores se basan únicamente en el reconocimiento de una fauna típica del Caradoc, encontrada en las pizarras grauvacosas inmediatas a Barcelona (Montcada-Gracia) y en el Montseny (Aiguafreda), lo cual obliga a admitir como más antiguas toda la serie de pizarras satinadas que existen debajo de ellas. Otro punto de referencia estratigráfica es la serie de cuarcitas que existe casi en la base de la potente serie esquistosa, y que al decir de los mencionados autores deben considerarse como un término equivalente a las cuarcitas armoricanas del Arenig, tan extendidas por otros lugares de España. Apoyándose en estos dos puntos, Schriell divide el Ordoviciense catalán en los siguientes niveles:

- 1) Cuarcitas armoricanas: *Arenig*.
- 2) Pizarras satinadas, cuarcitas y bancos calizos con *Oldhamia radiata* y *Obolella*.

- 3) Pizarras satinadas con diabasas.
- 4) Grauvacas del *Caradoc*, con fauna típica.

Para Ashauer y Teichmüller, esta serie ordoviciana, poco diferenciada, alcanzaría 1.000 m. de espesor en el Montseny y un espesor bastante menor en Barcelona.

Los propios autores han dado un corte esquemático del Ordoviciano de la región de Gerona (loc. cit., pág. 27) que, sin embargo, no se describe en el texto. En una serie de más de 800 m. de espesor señalan dos niveles esquistosos, separados por una masa de cuarcitas muy potente. Atribuyendo las cuarcitas al Arenig, la masa esquistosa infrayacente debe formar la base del Ordoviciano y aun puede hacerse remontar al Cambriano, aun cuando no hay argumentos paleontológicos para una asignación concreta, y la masa esquistosa superior debe corresponder a la parte alta del Ordoviciano. Faltando todo punto fidedigno de referencia paleontológica, cualquier atribución que intente precisar más es aventurada, y únicamente puede tener cierto valor de facies, por su generalidad, el nivel de las cuarcitas armoricanas. Por esto, todos los datos estratigráficos que siguen a continuación sólo pueden tener valor local.

En diversos lugares de la Hoja aparecen niveles de cuarcitas, pero únicamente en los alrededores de Els Angels constituyen una masa importante para poder ser asimilados a las cuarcitas armoricanas. Dichas cuarcitas asoman, en la cota 478, en el eje de un anticlinal orientado NNE.-SSO., con un espesor de unos 100 m., poco más o menos. Al Sur de Can Torró (Fonteta) asoman también algunos niveles de cuarcitas, generalmente menos potentes que en Els Angels. Niveles de análoga potencia, intercalados con esquistos arcillosos, se observan asimismo en los cerros cotas 228 y 265, al Sur de El Padró, entre Montnegre y Sant Sadurní y en las inmediaciones de Madremanya. En general, pues, todos los niveles de cuarcitas y pizarras cuarzosas se localizan a lo largo de una línea que partiendo de Els Angels, en la parte Norte de la Hoja, dobla hacia el SE. y sigue luego en dirección O.-E., según la dirección general de la estratigrafía. En el mapa, únicamente ha sido posible indicar, por su desarrollo, el asomo de Els Angels.

El resto de la masa de pizarras es de caracteres bastante uniformes, observándose con bastante constancia dos niveles: uno, de esquistos grises, cenicientos, satinados, muy pizarreños, y otro, de pizarras parduscas, más ásperas y groseras, astillosas, pasando localmente a pizarras grauvacoides. A causa de los repliegues y de la ausencia de niveles de referencia, es difícil establecer con suficientes garantías la sucesión estratigráfica.

De todas maneras, se observa que en la base de la masa de pizarras abundan, sobre todo, los elementos grauvacoides más groseros, y alternan después con pizarras arcillosas satinadas, hasta

hacerse estas últimas dominantes en la parte alta. Los niveles de pizarras grauvacosas se observan bien en Montnegre, a lo largo de la carretera de Cassá de la Selva a Santa Pellaia (Km. 16.9-12.5), al SO. de Sant Cebrià de Lladó, por el camino del vértice Carrera (406) a Cassá de la Selva, en Quart, etc. El espesor de este nivel no debe ser inferior a 400 metros.

Encima de este nivel más grosero se desarrolla la serie alternante de pizarras grauvacosas y arcillosas, de escasa potencia y, finalmente, sigue la serie muy potente de pizarras grises cenicientas, satinadas. Esta serie superior es más potente que la inferior y su espesor puede valorarse en unos 500-600 m. Se observa en la Creueta, carretera de Cassá a Santa Pellaia (Km. 18), Molino d'en Ribes (Sant Sadurní), Castellar de la Selva, etc., Santa Pellaia, al Norte de Fitor (Fonteta), etc. La serie de paso, con alternancia de sericitas y grauvacas, se observa en la carretera de Cassá de la Selva a La Bisbal (Km. 17 y 18), al SE. de Sant Cebrià de Lladó, al Sur del vértice Carretera (Cassá de la Selva), entre Castellar de la Selva y Can Torres (Montnegre), etcétera.

La zona paleozoica al Oeste de Gerona es la más completa estratigráficamente. En un corte practicado desde la capital a Madremanya se observan los siguientes niveles (fig. 3):

En el contacto con el Eoceno se observa una serie de pizarras, que pasan pronto a calcoesquistos y calizas, que deben representar, según se verá más adelante, el Silúrico superior y el Devoniano; este conjunto tiene constantemente buzamiento Oeste a SO. Siguen con buzamiento cada vez más al Sur pizarras cenicientas, arcillosas o sericiticas, muy plásticas, en las cuales se observan planos de trituración que representan seguramente líneas de discontinuidad, difíciles de precisar por la plasticidad y fragilidad de las pizarras. La serie de pizarras gris cenicienta va pasando poco a poco a tener buzamiento SSE. y, finalmente, Este, habiendo, pues, dibujado una suave ondulación anticlinal. Por esta causa es difícil precisar aquí su verdadero espesor, mucho más cuando buena parte puede haber desaparecido por erosión; de todas formas, este nivel no es inferior a 200 m. de potencia. Siguiendo la carretera de Els Angels (Km. 9) se observa muy bien cómo las pizarras sericiticas, buzando constantemente al Oeste, van pasando progresivamente a pizarras gris-oscureas, parduscas, astillosas, ásperas al tacto, cada vez más silíceas y grauvacosas. Cerca ya de Els Angels, y en perfecta continuidad estratigráfica, las grauvacas empiezan a alternar con delgados lechos de cuarcita, de 0,5 a 1 cm, de espesor. Gracias a esta alternancia se descubre bien (Km. 11-Km. 12) cómo la pizarrosidad y la estratificación son constantemente casi normales entre sí. A partir de Els Angels, las cuarcitas van haciéndose dominantes, y, finalmente, en el collado entre la ermita y la cota 478, aparecen los potentes bancos de cuarcitas claras, de grano grueso, atribuidas al Arenig. Estas cuarcitas dibujan

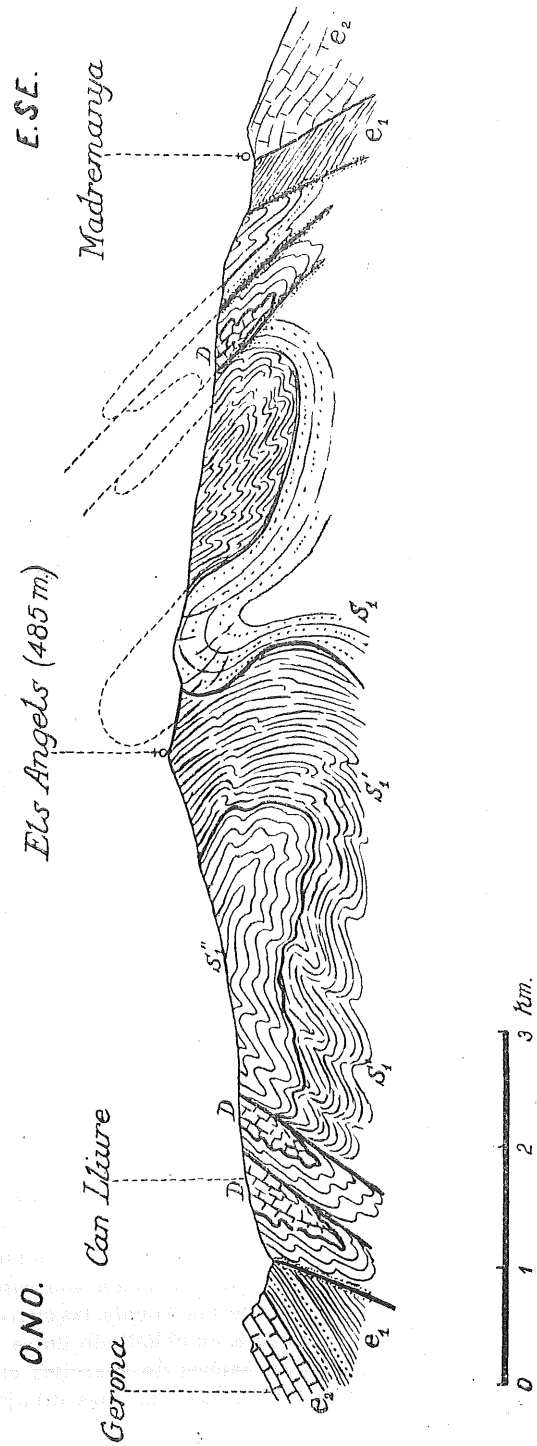
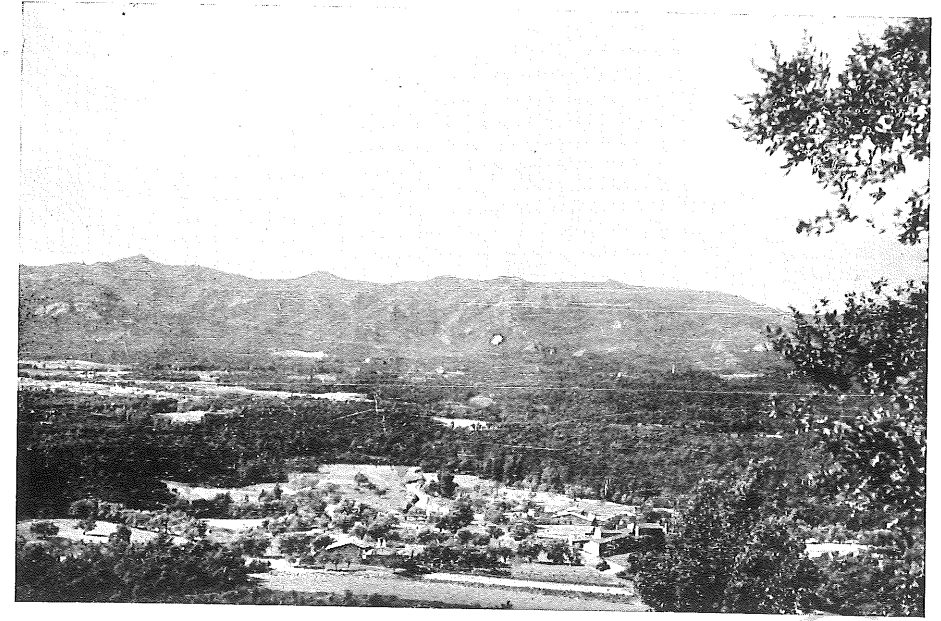
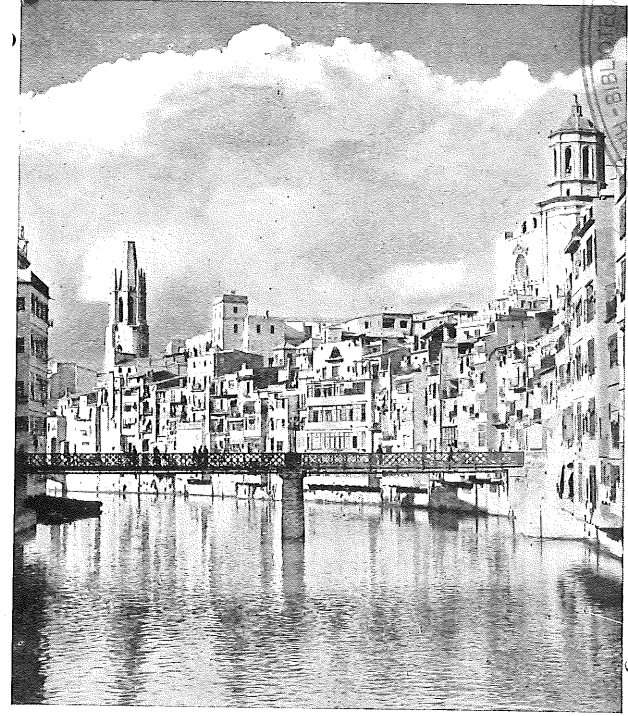


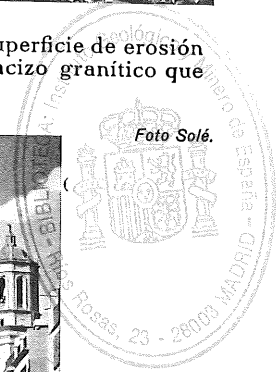
Fig. 3.—S₁. Cuarcitas armoricanas, 100 m.—S₁'^{''}. Grauwacas alternando en la base con cuarcitas y con pizarras satinadas en la parte superior, 200-300 metros.—S₁'^{''}. Pizarras sericiticas, cenicientas, 300-400 metros.—D. Devoniano, calcoesquistos y calizas, 15-25 metros.—e₁. Eoceno inferior.—e₂. Calizas lutecienses.



La depresión del Valle de Aro, desde el caserío de Bell-lloc. Superficie de erosión a 125 metros, en el granito. Al fondo, cantil de falla en el macizo granítico que limita meridionalmente el Valle de Aro.



El río Onyar a su paso por Gerona, poco antes de su confluencia con el Ter, en momento de abundancia de aguas, transformado frecuentemente en devastadoras inundaciones.



una magnífica bóveda anticlinal de flancos disimétricos, cuya charnela pasa por el referido collado. Desde la cota 478 a Madremanya se desarrolla el flanco suave de dicho anticlinal, primero con las cuarcitas de la base y luego con las pizarras silíceas y grauvacosas de Els Angels. Cerca ya de Madremanya se repiten los niveles de cuarcitas, probablemente a causa de un repliegue profundo, acompañado de una imbricación que representa el afloramiento de los calcoesquistos devonianos en la cota 273. Por consiguiente, en este ala Norte del anticlinal falta el nivel superior de pizarras sericíticas.

El espesor de cuarcitas es de unos 100 m. aproximadamente, y el de grauvacas y pizarras silíceas de 300 a 400 metros.

En muchos sitios las pizarras aparecen atravesadas por filoncillos de cuarzo (La Creueta, Els Angels, etc.); en cambio, no hemos podido localizar los flones-capas de diabasas que Ashauer y Teichmüller repiten en sus cortes.

En resumen, con todas las reservas que la ausencia de fósiles y las dificultades que la falta de niveles de referencia representan para la interpretación estratigráfica correcta, se puede dar como probable el siguiente corte del Ordoviciense en este sector:

1. Cuarcitas armoricanas.....	100 m.
2. Pizarras silíceas oscuras y grauvacas, alternantes en la base con cuarcitas..	300-400 m.
3. Pizarras sericíticas claras, alternantes en la base, con grauvacas....	200-400 m.
TOTAL	600-900 m.

GOTLANDIENSE.—Hasta ahora la única noticia respecto al Gotlandiense de la región en estudio, se debe a las citas vagas de Faura (46), sobre la presencia del Silúrico superior en las cercanías de Sant Antoni de Calonge, y las de San Miguel de la Cámara (68), acerca de las calizas del Molí Vell de Palamós. También Ashauer y Teichmüller (3) citan el Gotlandiense de 300 m. de potencia en la zona de Begur, pero fuera ya de los límites de la Hoja.

El problema para la determinación del Gotlandiense radica en la misma dificultad que para el Ordoviciense, en la falta de fósiles; de forma que, únicamente por analogía de facies con las zonas vecinas, se pueden atribuir con cierta probabilidad a este terreno algunos de los niveles petrográficos reconocidos en las Gabarras.

En las inmediaciones de esta región se ha atribuido al Gotlandiense un espesor de pizarras de 450 m. en el Montseny y de 250 m. en el Tibidabo, en el que se encuentran en la base algunos niveles de grauvacas y cuarcitas del Llandovery, seguidos de pizarras ampelíticas, algunas muy típicas, en las que se han encontrado graptolites característicos del Wenlock y Taranon.

Hacia la parte alta de la formación, estos niveles pasan a liditas y

alternan con bancos calizos, siguiendo finalmente una potente masa de calizas, cuya atribución será discutida más adelante al estudiar el Devoniano.

Por consiguiente, a falta de fósiles, los únicos indicios que permiten sospechar la presencia del Gotlandiense en el complejo esquisto de las Gabarras, es la presencia de los niveles de cuarcita y pizarras ampelíticas, situadas por debajo de las calizas paleozoicas.

Estos afloramientos están muy localizados y son de escasa potencia, por lo que apenas han podido ser representados en el mapa. Además, dada la extraordinaria plasticidad de las pizarras ampelíticas, estos niveles se encuentran muy laminados por las compresiones tectónicas.

Un pequeño afloramiento de pizarras ampelíticas de 10-12 m. de espesor, referible al Gotlandiense, existe en la Font Picant de Madremanya, en el contacto del granito con pizarras normales. Las pizarras ampelíticas descansan sobre una serie de pizarras negro-verdosas, astillosas, de grano grueso, que aparecen en el puente del Rissec, en la bifurcación con el camino de Els Angels. Todas las características del contacto: brecha de falla, ausencia de aureola metamórfica, proximidad de las calizas empotradas en el granito, etc., indican que se trata de un accidente tectónico complejo que ha puesto en contacto el macizo granítico con la parte superior de la cobertera paleozoica.

Al Este de Gerona, en la llamada Montaña de Can Sistac, existe un asomo aun más caracterizado por sus relaciones con los terrenos supra e infrayacentes. Este afloramiento aparece al Este del camino de Gerona a Campdurá, cerca de Can Lliure, en donde lo corta la carretera de Els Angels; se trata de una serie de bancos de cuarcitas de escasa potencia, a las que siguen pizarras negruzcas y, finalmente, capas de pizarras alternando con bancos calizos con *Encrinus*. Por consiguiente, se reconoce aquí, debajo de las calizas con *Encrinus*, cuarcitas y pizarras del tipo más o menos ampelítico que pueden representar los diversos niveles citados del Gotlandiense. El espesor visible es muy reducido. También en la Fuente de Penedes, al Norte de Llagostera, existe un pequeño retazo de pizarras ampelíticas típicas, empotrado por falla en contacto con un dique porfídico.

En posición también sintomática, aparecen en Palamós, a lo largo de la costa del Cap Gros, inmediatamente debajo de los mármoles equivalentes a las calizas con *Encrinus*, algunos niveles de cuarcitas, de escasa potencia y otros de pizarras ampelíticas, profundamente afectado el conjunto por el metamorfismo; las cuarcitas pasan a cornubianitas cuarzo-micáceas, y las pizarras ampelíticas a pizarras quiaastolíticas, sufriendo la misma transformación que se observa en el Pirineo (Cerdeña-Bellver) y en el resto del macizo litoral catalán.

Devoniano

La serie esquistosa paleozoica termina con una serie de calizas de caracteres muy constantes, que, con mayor o menor desarrollo, se encuentra en todo el Paleozoico catalán. La alternancia de esquistos, lilitas y calizas en el Gotlandiense superior, anuncia ya esta fase de sedimentación calcárea.

La edad de estas calizas ha sido bastante discutida. Para Almera representan la parte alta del Gotlandiense y el Devoniano, de forma que el tránsito entre ambos terrenos debe pasar precisamente por la parte inferior de la serie caliza. Expresado en otros términos, el tránsito entre el Siluriano y el Devoniano se haría a través de un Downton calizo. Se basa esta suposición en la existencia de pizarras con *Monograptus* intercaladas entre los bancos calizos inferiores y a la presencia de *Cardiola interrupta* Sowb. en las calizas compactas que siguen a dichos bancos. El resto de la masa compacta de calizas que corona la formación ha sido atribuida por Schriell al Devoniano medio, y por Faura al Gedinense, mientras que para Ashauer y Teichmüller debe representar todo el Devoniano. Lo único cierto es que las calizas margosas más superiores han suministrado una fauna del Devoniano medio, únicos fósiles encontrados en esta masa caliza. Las diferencias de criterio entre ambas interpretaciones son de origen tectónico. Para Schriell, en la base de las calizas devonianas hay una laguna estratigráfica, con una discordancia a la que atribuye la ausencia sedimentaria del Devoniano inferior. Para Ashauer y Teichmüller la discordancia es de tipo mecánico, a causa del diferente comportamiento tectónico de las pizarras y de las calizas, con lo cual, no existiendo laguna estratigráfica ni discordancia orogénica, debe haber continuidad sedimentaria entre el Siluriano y el Devoniano, debiendo este último encontrarse representado íntegramente en los niveles de calizas.

No existiendo fósiles es difícil pronunciarse por una u otra atribución estratigráfica, pero, como se verá en el apartado de tectónica, todo parece ser favorable a la interpretación de Ashauer y Teichmüller, criterio que, en general, han seguido la mayor parte de autores españoles que últimamente se han ocupado de estas formaciones.

De acuerdo con las ideas expuestas, las calizas paleozoicas de las Gabarras deben representar la parte más elevada del Gotlandiense, el llamado Siluriano calizo por Almera y Schriell, el Downton, de tránsito, y el Devoniano, en general. A causa de la ausencia de fósiles y del escaso desarrollo de esta clase de formaciones, no es posible separarlas estratigráficamente en niveles, y por eso se ha representado en el mapa con un solo color; teniendo en cuenta, sin embargo, las salvedades anotadas, razón por la cual se indica con el mismo signo convencional, Downton, Devoniano y Siluriano calizo.

Únicamente existen en el mapa cuatro afloramientos calizos, de poca extensión, situados en Gerona, Montnegre, Madremanya y Palamós.

El afloramiento de Gerona está situado en la llamada montaña de Can Sistac, al Este del camino de la capital al pueblo de Campdurá, entre Can Lliure y Can Miralles. Aparte de los niveles esquistosos que han sido descritos anteriormente, la serie caliza, en la que se puede considerar representado el Devoniano, tiene las siguientes características:

El complejo paleozoico buza aquí, uniformemente, al OSO., de 10 a 30°, y consiste en una serie pizarreña que lleva intercalados calcoesquistos poco potentes. Por el camino de Can Lliure se corta la siguiente sucesión:

- 1.º Esquistos gris claros, ligeramente satinados, con alguna capita de cuarcitas, de uno a dos cm. de espesor. 5 m.
- 2.º Pizarras arcillosas parduscas, más o menos compactas, con alguna capita de cuarcitas y de calcoesquistos, de cuatro a cinco cm. 25 m.
- 3.º Calcoesquistos con algunas intercalaciones pizarrosas poco potentes 7 m.
- 4.º Calcoesquistos con abundantes tallos de *Crinoides* 10 m.
- 5.º Cuarcitas con filoncillos de cuarzo y pizarras silíceas algo satinadas, buzando 30° SO.
- 6.º Pizarras negruzcas satinadas.

El conjunto es concordante, aun cuando entre el nivel de calcoesquistos y las cuarcitas parece observarse un ligero despegue de poca importancia. Un poco más al Oeste, aguas arriba de Can Lliure, hay otra pequeña intercalación calcárea de uno a dos metros de potencia que corta el camino y, un poco más al NE., un pequeño asomo de tres a cuatro metros de espesor; entre estos diversos asomos se intercalan niveles de pizarras gris blanquecinas muy trituradas, que seguramente son contactos anormales que determinan la repetición de los calcoesquistos.

El máximo espesor de los calcoesquistos en esta zona es de 15 a 20 metros, alternando en la base con pizarras arcillosas.

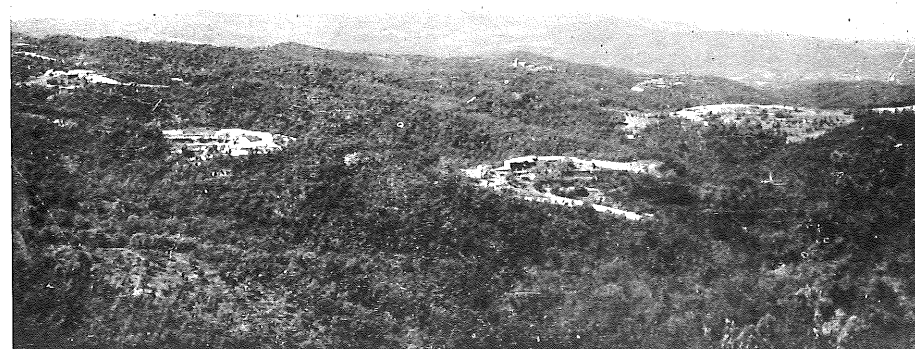
El afloramiento de Montnegre se observa bien a lo largo de la carretera que, partiendo de Quart, muere en la localidad mencionada. En el kilómetro 10,2, debajo mismo del vértice Montigalá, empotrado dentro del granito, aparece una banda estrecha de unos 15 metros de calcoesquistos blancos, poco metamorfosados, a pesar de su situación. Esta banda forma una alineación dirigida de NNE. a SSO., en una longitud de unos dos kilómetros; las capas buzando 45° Oeste, pero en su extremidad septentrional son sustituidas por cuarcitas de diez metros de potencia, que forman parte del mismo eje sinclinal. En el



Dique de pegmatita en Torre Valentina, al Sur de Sant Antoni de Palamós.

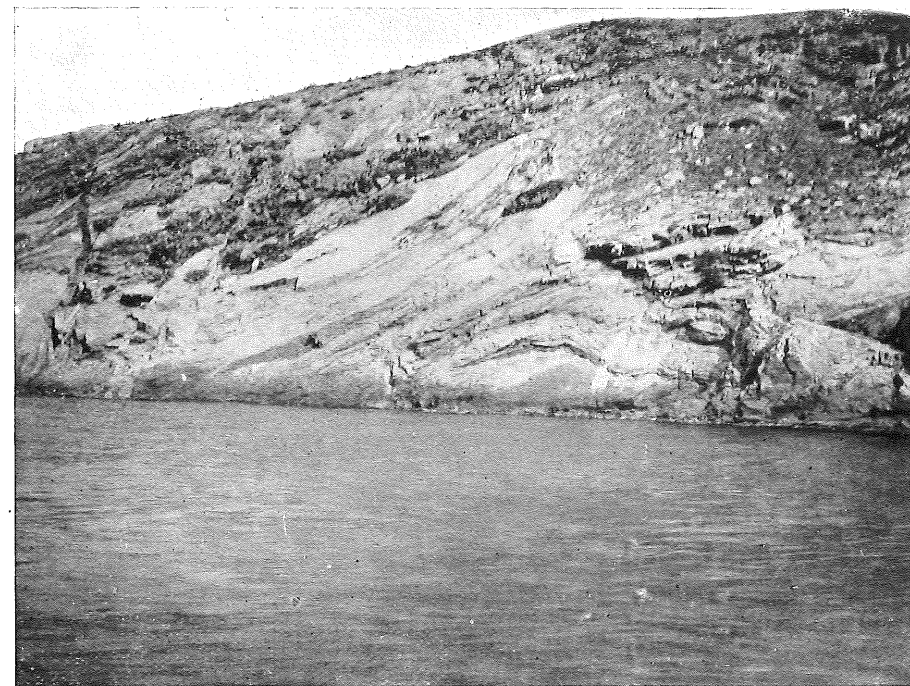


La Costa Brava al Sur de Torre Valentina, con dique de pegmatita en primer término; al fondo el caserío de Palamós.



El macizo esquistoso de las Gabarras cerca de Puig d'Arques, hacia el Noroeste. En el centro, la parroquia de Els Metges. Obsérvense las hombreras de erosión señaladas por depósitos eluviales y aprovechadas por los cultivos y el emplazamiento humano.

Foto Solé.



Calizas devonianas metamórficas transformadas en granatitas, vesubianitas y diopsiditas en el Cap Gros, cerca de Palamós, vistas desde el mar.

Foto San Miguel.

NO.

SE. | OSO.

ENE.

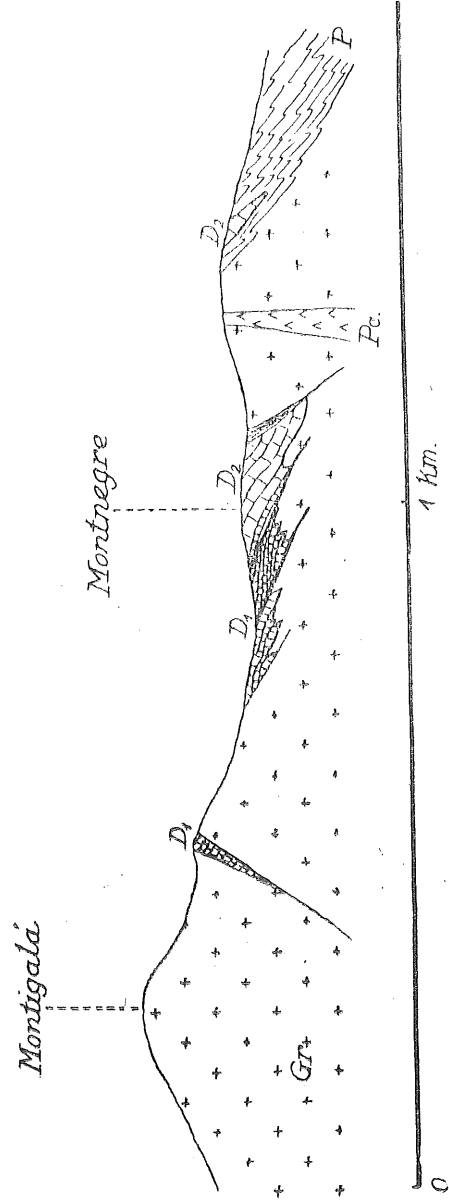


Fig. 4.—Corte geológico de la región de Montnegre.
Gr. Granito.—D₁ Calcoesquistos devonianos.—D₂ Calizas y dolomías devonianas.—P. Pizarras.—Pc. Pórfido cuarcífero.

extremo mismo de la carretera, frente a las primeras casas de Montnegre (Km. 10,5-11), aparece otro asomo calizo mucho más importante, formado, como el anterior, por calcoesquistos de 10 a 12 metros de potencia, suavemente inclinados al Este y repetidamente fallados; en los calcoesquistos se observan algunos tallos de *Encrinus*. Las calizas no son marmóreas, a pesar de su proximidad al granito, del cual únicamente están separadas por un tenue espesor de esquis-

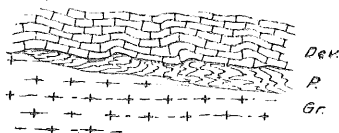


Fig. 5.—Detalle del contacto del granito con el Devoniano en la trinchera del Km. 11 de la carretera de Montnegre.

Longitud, 3 m. —Dev. Calizas devonianas. —P. Pizarras. —Gr. Granito.

tos arcillosos plásticos, lustrosos, negros, grises o rojizos, muy triturados, que han obrado de lubricante; en el contacto hay filoncillos de oligisto. Encima de los calcoesquistos siguen bancos calizos de 10 a 12 m. de potencia y mucho más compactos, que forman el cerro de la iglesia. El espesor total de este asomo no es superior a 20-25 metros (figs. 4 y 5).

Al NE. del afloramiento de Montnegre hay otros dos mucho más pequeños. El uno en el collado de Can Pujades, formado por bancos calizos compactos de tres a cuatro metros de espesor, buzando 20° ENE. y separados de las pizarras silíceas, en igual buzamiento, por un nivel de calcoesquistos muy laminados. El segundo se encuentra en el camino que desde Can Pujades se dirige a Sant Sadurní, y está formado por bancos calizos de tres a cuatro metros de espesor, intercalados tectónicamente entre cuarcitas y pizarras grises satinadas.

Al Sur de Madremanya hay otro afloramiento en el camino de la Font Picant, cerca de Can Vilá. Forma el cerro de 210 metros de altura y está constituido por 10-12 metros de calizas compactas, buzando 20° ENE., con calcoesquistos con crinoideos, en capas muy laminadas, que separan las calizas de las pizarras silíceas con igual buzamiento.

El cuarto afloramiento es el de las inmediaciones de Palamós, intensamente metamorfoseado.

CUADRO ESTRATIGRÁFICO DEL PALEOZOICO

SILURIANO.

a) Ordoviciense:

1. Cuarcitas armoricanas; 100 metros en Els Angels (sector occi-

dental); 15 a 30 metros visibles en Montigalá y Font Silvestre (sector central).

2. Grauvacas y pizarras silíceas, alternantes, con predominio de las primeras en la base y de las segundas en la parte alta: 400 metros.
3. Pizarras satinadas, cenicientas, y pizarras arcillosas; 200 a 400 metros en el sector occidental; 500 a 600 metros en el sector central.

b) Gollandiense:

Cuarcitas en bancos delgados: tres a cuatro metros en Can Lliure (sector oriental), Montnegre y Madremanya (sector central).

Pizarras ampelíticas, muy laminadas en Font Picant (sector central) y convertidas en pizarras quiastolíticas en el sector oriental (Palamós).

DEVONIANO.

1. Calcoesquistos alternantes con pizarras: 25 metros (Can Lliure).
2. Calcoesquistos dominantes, con *Encrinus*: ocho a diez metros (Can Lliure, Montnegre).
3. Calizas azules y dolomías compactas: cinco a diez metros en Madremanya, Montnegre (sector central) y convertidas en mármoles en Palamós (sector oriental).

Eoceno

Durante el Eoceno existió entre el Pirineo axial y el macizo costero catalán una amplia cuenca sedimentaria que corresponde al actual Ampurdán, en donde se depositaron primero los materiales detríticos continentales del Eoceno inferior, y a continuación, al ser invadida por las aguas oceánicas, sendos espesores de calizas, margas y areniscas del Eoceno medio y superior.

El borde Sur y SO. de esta cuenca sedimentaria correspondía «grosso modo» a los límites actuales del macizo paleozoico Gabarras-Guillerías, por cuya razón la formación eocénica que se extiende a su alrededor es de tipo francamente nerítico. Sin embargo, el contacto actual entre el Eoceno y el Paleozoico, no corresponde exactamente a aquella línea de costa, sino a una línea de fractura que separa el bloque emergido de las Gabarras de la región hundida del Ampurdán. El resto de la delgada cobertera, que sin duda recubriría el bloque paleozoico emergido, ha desaparecido por erosión, a medida que el macizo se elevaba, conservándose, en cambio, más o menos recubierta, por depósitos recientes, en la zona deprimida del Ampurdán. Por la propia razón, en la parte Norte de las dovelas hundidas de la Selva y de la depresión de Palafrugell, aparece el Eoceno penetrando hacia

el interior del macizo paleozoico, ya que el zócalo de aquellas dovelas hundidas no es más que un fragmento de la bóveda que antes unía dichos bloques, la cual se hundió antes de su desmantelamiento. Por consiguiente, las penetraciones del Eoceno a lo largo de ambas regiones hundidas no corresponden a antiguos golfos marinos, sino que son simplemente un efecto del dispositivo tectónico y de la erosión que ha desmantelado los bloques ascendentes. De otra forma no se explicaría la repartición de las facies en el Eoceno de dichas cubetas.

EOCENO INFERIOR. - El Eoceno inferior está representado por un buen espesor de conglomerados, areniscas y arcillas, de color rojo vivo, formación continental típica caracterizada por la presencia de *Bulimus gerundensis* Vid.

Esta formación se apoya normalmente sobre el Paleozoico, recubriendo una superficie de erosión eocénica perfectamente caracterizada en el sector septentrional de las Cordilleras Costeras catalanas y soporta las primeras formaciones costeras marinas eocénicas.

Sin embargo, dentro del ámbito de la Hoja, los movimientos tectónicos han alterado frecuentemente estas condiciones sedimentarias originarias, de forma que el contacto con el Paleozoico se hace siempre por falla, detalle que es preciso tener en cuenta al calcular los espesores de los materiales atribuidos a dicha formación.

En el sector NO. de la Hoja existe una banda de Eoceno inferior, de 500 m. de ancho, extendida de Norte a Sur, entre Campdurá y Palol de Onyar.

Vidal (80) ha dado un corte de esta banda, por la parte de la Font de la Pólvera, al Este de Montjuic, en las cercanías de Gerona, reconociendo la siguiente sucesión:

Base: Paleozoico.

1. Margas rojas con <i>Bulimus</i>	20 m.
2. Conglomerado poligénico.....	5 —
3. Arenisca roja.....	1 —
4. Arenisca blanca	3 —
5. Marga arenosa con lechos de arenisca.	8 —
6. Margas rojas.....	1 —

TOTAL..... 38 m.

Techo: Calizas eocénicas con *Miliolites*.

Como puede verse, a excepción de la capa 2, que contiene gruesos cantos de calizas de *Crinoides*, cuarzo, granito, pórfidos, etc., hasta de dos decímetros cúbicos, el resto de la formación es de elementos finos, sobre todo en la base, acusando un relieve continental senil. El espesor, aun cuando seguramente no es muy distinto al total de la

formación, no puede representar su verdadero valor, pues el Eoceno está en contacto por falla con el macizo paleozoico, por lo que seguramente parte de la formación ha quedado cortada por dicha falla.

En el sector septentrional de la Hoja, en los bordes de la depresión ampurdanesa, existen tan sólo pequeños retazos del Eoceno inferior, fallados y comprimidos en el contacto entre el macizo paleozoico y las dovelas de calizas numulíticas. Por eso no es posible dar un buen corte del Eoceno en todo este sector. De Oeste a Este se observan los siguientes afloramientos:

1. A 1,5 kilómetros al Oeste de Madremanya, un poco al SO. del Mas Obert de Can Babiá, hay un afloramiento de poco más de 100 m. de ancho, con arcillas y pudingas rojas subverticales, cuyo espesor no debe ser, por consiguiente, muy inferior al observado en las inmediaciones de Gerona. En general, dominan las capas de conglomerados, quizás a causa de la laminación de las arcillas.

2. 500 metros al Oeste de Madremanya, en el caserío de Els Vilers, cota 167, aflora una banda poco inclinada, de 50 metros de espesor, también con arcillas y pudingas rojas.

3. En el kilómetro 16 de la carretera de Sant Pol, el Eoceno inferior, buzando 10-12° NO., forma una banda de 300-350 metros de anchura, constituida principalmente por pudingas con cantos gruesos de calizas devónicas, cuarzo, pizarras, etcétera.

4. Entre Torrent y Peralta hay un extenso afloramiento de Eoceno inferior, muy fracturado, del cual únicamente es visible la parte alta de las dovelas, por lo que es imposible dar buenos cortes ni precisar el espesor de la formación.

5. En Llofriu, finalmente, hay un pequeño retazo de arcillas y conglomerados del Eoceno inferior, empotrados contra el macizo paleozoico, en el borde de falla de la cubeta de Palafrugell.

De la observación de estos afloramientos parece deducirse que el Eoceno inferior de la depresión ampurdanesa es bastante más detrítico que en los alrededores de Gerona, seguramente por existir ya en esta época la cuenca sedimentaria con un relieve próximo, el de las Gabarras, más enérgico que en el resto de los bordes del macizo catalán. De todos modos, hay que tener en cuenta la laminación tectónica sufrida por los niveles arcillosos, por lo que es aventurado suponer una disminución exagerada del espesor de la formación a lo largo del borde meridional del Ampurdán.

La edad de este nivel continental ha sido muy discutida. Carez (1881) lo atribuye al Eoceno inferior. Posteriormente Vidal (1883), por su analogía con el Cretáceo superior pirenaico, lo atribuye al Garumnense, reconociendo más tarde su error (82) y colocándolo asimismo en el Eoceno inferior. Almera ha atribuido esta formación a diversos niveles del Eoceno inferior; en el valle del Congost la colo-

ca, con dudas, en el Ipresense; en su estudio sobre la Plana de Vic, cree que se trata del Taneciense, Esparnaciense e Ipresense; en la región del río Foix señala al Esparnaciense y Taneciense como nivel del *Bulimus gerundensis*, viniendo encima las calizas de *Alveolinas* del Ipresense que señalaría el comienzo de la transgresión marina. Faura y Marín (1926) lo atribuyen al Ipresense, colocando la transgresión marina en el Luteciense. Dalloni lo coloca en el Taneciense. En cambio, para Ashauer (3) correspondería al Ipresense y al Luteciense inferior, pues la transgresión marina se iniciaría en el Luteciense medio.

La diversidad de criterio se debe a la falta de fósiles, pues *Bulimus gerundensis* no es suficientemente característico. No lejos de estos parajes, en Sant Martí Sacalm, en la base de la formación rojo-lacustre, hay hiladas con *Alveolina sphaerica* Fortis, cfr. var. *hauerii* Osimo, según determinación provisional de G. Colom, fósil que señalaría la edad ipresense para la base de la formación. En el Pirineo (3), las margas rojas alternan con calizas de alveolinas y nummulites del Ipresense y Luteciense inferior, lo cual es otro argumento en favor de la edad, relativamente elevada, de las margas rojas dentro del Paleoceno. A falta de otros argumentos de más valor positivo, su límite superior puede ser deducido, de una forma indirecta, por la edad de las primeras capas transgresivas marinas que vienen encima de la formación continental.

EOCENO MEDIO Y SUPERIOR.—Encima de las arcillas, areniscas y conglomerados rojos del Eoceno inferior empieza el Eoceno marino transgresivo, cuya facies revela un cambio radical en las condiciones peristáticas del macizo marginal. Se trata de un conjunto de calizas, margas, areniscas y conglomerados que se distribuyen entre el Luteciense y el Ludicense. A causa de las dislocaciones que jalonan el contacto del Eoceno con el Paleozoico, es difícil seguir la sucesión estratigráfica, especialmente en el lado del Ampurdán, en donde son escasas las series continuas de más de 100 metros de espesor.

Como en buena parte del Eoceno de la Cordillera Prelitoral catalana, la transgresión eocena comienza por una masa de calizas bastante potente. En la base de esta serie hay algunos bancos de macifios grises y conglomerados calizos, que señalan el inicio de la transgresión, alternantes, a veces, con las últimas hiladas rojas, tal como se observa al pie del Montolívi, al Sur de Gerona, y en Montjuïc. En los alrededores de esta misma población, Vidal señala un nivel inferior de calizas compactas, grises, con miliolites, y otro nivel superior de calizas gruesas con *Nummulites perforatus* y *N. lucasi*, que se refiere al Luteciense inferior y medio (fig. 6).

Ashauer (3) distingue en este sitio los siguientes niveles:

1. Calizas de la base, con *Nummulites laevigatus* y *Alveolina elongata* (10 metros).

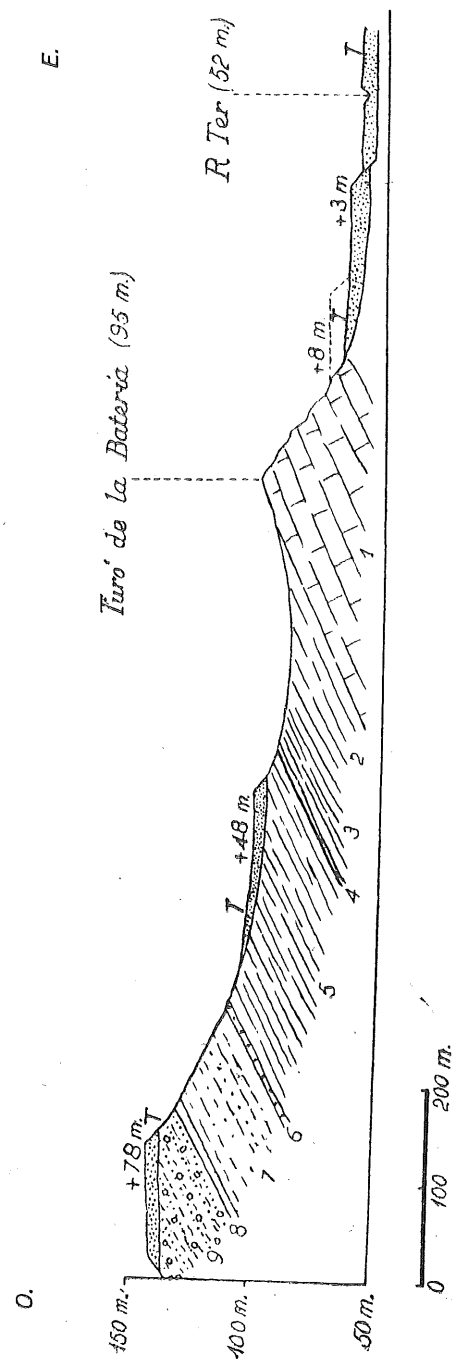


Fig. 6.—Corte geológico del Eoceno de Gerona.
1. Calizas nummulíticas (Luteciense), 35 m.—2. Margas azules con Nummulites atacicus.—3. Margas azules con *Toxaster pelleti*.—4. Banco de ostras.—5. Margas azules estériles.—6. Areniscas margosas con turrítelas.—7. Margas arenosas.—8. Banco de turrítelas.—9. Areniscas y conglomerados.—T. Terrazas cuaternarias del río Ter.

2. Calizas con *Nummulites brongiarti* y *N. perforatus* (50 metros). Bieder (10) ha reconocido en estas calizas *N. perforatus* v. *simondai* d'Arch.

En Madremanya, las calizas situadas en contacto con el Eoceno inferior tienen *N. perforatus-lucasi*.

En los alrededores de Fonteta (Can Torró) hay también calizas con *N. perforatus-lucasi*, precedidas, como en Gerona, de pudingas calcáreas grises, y lo propio en el camino de Sant Feliu de Boada.

Los espesores máximos de estos niveles de calizas, en este sector del Ampurdán, son de 30-40 m., aunque hay que tener en cuenta que en ningún sitio se presentan en posición normal como en Gerona, sino afectados por importantes dislocaciones. Así, mientras en Els Vilers de Madremanya tienen todavía 30 m., a un kilómetro de distancia, entre Madremanya y Can Vilá, sólo tienen poco más de un par de metros de potencia, a causa de haber sufrido una fuerte laminación.

El mismo nivel de calizas reaparece bastante potente al Sur de Sant Sadurní, en el cerro cota 138.

Más al Este, en los alrededores de Torrent, las calizas están muy fracturadas, y en Can Torró, de Fonteta, llevan la pareja *Nummulites perforatus-lucasi*, precedidas, como en Gerona, por un nivel de pudingas calcáreas, grises, que también se observa en el camino de Sant Feliu de Boada. A causa de la complicación tectónica es imposible calcular el verdadero espesor de estos niveles calizos.

En los alrededores de Palafrugell parece faltar o reducirse mucho el nivel de calizas. De los datos facilitados por Vidal (80) y Faura (46), se deduce que encima del Paleozoico viene directamente una serie de areniscas margosas atravesadas en la perforación de pozos y apoyadas transgresivamente sobre el Paleozoico. Estas variaciones señalan, sin duda, un cambio lateral de facies, de las calizas a las areniscas de Palafrugell, por representar, sin duda, esta zona los bordes de la cuenca sedimentaria.

Todos los autores están de acuerdo en atribuir este nivel calizo al Luteciense, pero mientras para la generalidad la transgresión empieza en el Luteciense inferior, en cambio, Ashauer refiere los primeros depósitos marinos al Luteciense medio, con lo cual parte del Luteciense podría estar representado todavía en el espesor de depósitos continentales rojizos. Sin embargo, la presencia de *N. laevigatus* y *Alveolina oblonga* en la base de las calizas, asociados en otros lugares de la misma franja eocena a formas bastante típicas del Luteciense inferior, inclina a atribuir a este nivel la base de las calizas, reservando para el Luteciense medio el nivel de calizas con *N. atacicus*, *N. perforatus* y *N. brongiarti*.

Encima de las calizas lutecienses se desarrolla un buen espesor de margas azules, bastante puras en el lado de Gerona, y con facies cada vez más arenosas hacia el Ampurdán, especialmente en la zona de Palafrugell, en donde casi todo el Eoceno marino tiene esta facies.

En estas margas y areniscas margosas existen numerosos fósiles, especialmente en el sector occidental. En Palol de Onyar, en este nivel inmediato a las calizas, se encuentran:

Nummulites perforatus d'Orb.

— *lucasi* Defr.

Porocidaris schmideli Münster.

Eupatagus ornatus Ag.

Nerita (Velates) concoidea, etc. (Véase capítulo de Paleontología.)

En las inmediaciones de Gerona, en la orilla izquierda del Ter, junto a la confluencia del barranco de Fontajau y en el lugar donde se elevaba la antigua capilla de Sant Pons, arrastrada por las inundaciones del Ter, se encuentran:

Operculina ammona Leym.

Nummulites atacicus Leym.

— *brongiarti* d'Arch.

— *lucasi* Defr.

— *perforatus* d'Orb. y numerosos moluscos, equinodermos, etcétera.

En las margas azules que se extienden hacia Sarriá de Ter y Montagut, existen también numerosos y ricos yacimientos fosilíferos, pero quedan ya fuera de los límites de la Hoja. Probablemente representan el Luteciense superior.

Las margas arenosas del Eoceno medio reaparecen en la depresión del Ampurdán, en los alrededores de Madremanya, con *Serpula spirulea*, fósil banal. Al Sur de La Bisbal y en Sant Sadurní, las margas son cada vez más arenosas y contienen:

Nummulites perforatus.

— *brongiarti*.

— *guettardi*.

Velates schmideli.

Actinocyclus sp.

que deben representar el Luteciense superior o Auversense.

Más al Norte, hacia la desembocadura del Ter, se ha reconocido la presencia del Eoceno superior, lo mismo que al Oeste de Madremanya, en Sant Martí Vell, pero pasa ya de los límites de la Hoja. Dentro de ésta no se ha reconocido hasta ahora ningún nivel del Eoceno superior, por lo cual es prudente colocar el conjunto de la formación arenosa en los límites Luteciense-Bartoniense (*).

(*) El Auversense representa tan sólo la facies arenosa del Eoceno medio, pero no tiene valor estratigráfico, según los autores modernos.

En cuanto al espesor de la formación, no hay ningún corte completo ni fácil dentro de la Hoja. En la parte de Gerona las margas azules alcanzan un mínimo de 70 m. de espesor, mientras en el Ampurdán este nivel se reduce a unos pocos metros, pasando por cambio lateral de facies a areniscas muy potentes, en las que, a causa de la ausencia de fósiles, es imposible distinguir niveles estratigráficos. En esta parte, el espesor de la formación margoso-arenosa se acerca a los 200 m. de potencia, pero buena parte de ella puede representar, sin duda, el Bartonense.

CUADRO ESTRATIGRÁFICO DEL EOCENO

GERONA	AMPURDÁN
1. EOCENO INFERIOR.	
40 m. visibles de arcillas con <i>Bulimus gerundensis</i> , areniscas y conglomerados rojos, continentales.	Visibles, como máximo, 30 m. de conglomerados, areniscas y arcillas rojas, continentales. Dominan los niveles detríticos groseros. Las dislocaciones impiden precisar casi siempre el espesor de la formación.
2. EOCENO MEDIO.	
a) Luteciense inferior:	
Calizas con <i>Alveolina elongata</i> y <i>Nummulites laevigatus</i> , 10 metros.	Calizas con alveolinas, escaso espesor.
b) Luteciense medio:	
Calizas con <i>Nummulites roualli</i> , <i>N. perforatus</i> y <i>N. brongiarti</i> , 50 m.	30-40 m., como máximo, de calizas con <i>N. perforatus</i> y <i>N. lucasi</i> .
c) Luteciense superior:	
70 a 100 metros de margas azules y algunos niveles arenosos, con <i>N. atacicus</i> , <i>N. brongiarti</i> , <i>N. lucasi</i> , <i>Operculina ammonica</i> .	150 a 200 m. (incluido en parte el Eoceno superior) de areniscas margosas, amarillentas, con <i>N. perforatus</i> , <i>N. brongiarti</i> , <i>N. guettardi</i> .
3. EOCENO SUPERIOR.	
Margas azules escasas, areniscas y conglomerados (fuera de la Hoja).	Margas azules y calizas arenosas con <i>N. contortus striatus</i> (fuera de la Hoja).

Plioceno

Los terrenos atribuidos al Plioceno quedan limitados al sector Sudeste de la Hoja, entre Gerona y Llagostera, y a la zona Norte de la misma, en la región del Bajo Ampurdán. En el primer sector son lacustres, y en el segundo continentales.

Los conocimientos anteriores sobre el Plioceno son muy escasos. Vidal (80) describe en pocas líneas un depósito lacustre en Palau Sacosta, de donde cita algunos moluscos. Cazorro (21) dió un corte de la formación. Posteriormente, Almera (2) estudió detenidamente la fauna hallada por Chía, y en su trabajo transcribe los datos inéditos de este autor y da a conocer una especie nueva: *Tryptichia sinistrorsa* var. *chiaae*. Pero estos autores no dieron más detalles sobre el Plioceno de la Selva, cuya comarca aparece todavía representada en los mapas geológicos más recientes (Schriell, Instituto Geológico, etc.) como granito y Cuaternario. Llopis y Solé (72), en su mapa, extendieron este Plioceno a la mayor parte de la depresión de la Selva y dieron una lista de fósiles del Museo Martorell, de Barcelona, pero sin añadir muchos más detalles estratigráficos.

PLIOCENO LACUSTRE DE LA SELVA.—El Plioceno de esta comarca es difícil de estudiar, pues asoma únicamente en los cerros algo elevados, y queda empastado en las hondonadas por una masa de sedimentos cuaternarios que recubre buena parte del suelo de la depresión. Contribuye también a aumentar su difícil percepción el hecho de que buena parte de los depósitos pliocénicos son arcosas resultantes de la desintegración del granito.

El corte más completo del Plioceno es el que se observa en las inmediaciones de Quart, en el kilómetro 6,8 del ferrocarril, gracias a las terreras abiertas para la explotación de las arcillas que abastecen a los tejares y alfarerías de Quart; son visibles 15 metros de arcillas rojas, bien estratificadas, con alguna intercalación más grosera, apoyadas sobre los esquistos satinados paleozoicos. La sucesión viene dada en el corte de la figura 7.

En Palau Sacosta (fig. 8), el caserío está sobre un montículo de 140 metros de altura sobre el nivel del mar, rodeado y recubierto en buena parte por depósitos cuaternarios, a pesar de lo cual, gracias a las trincheras de la carretera de Palau Sacosta a Gerona y a los desmontes practicados para la explotación de las arcillas, se observa un buen espesor de bancos, casi horizontales, de areniscas blancas, mal cementadas, alternando con capas arcillosas amarillentas, con impresiones vegetales indeterminables. Estas arcillas, en Can Quintana,

contienen moluscos en buen estado de conservación (véase Paleontología).

En algunos otros desmontes cercanos a la estación de Quart, el espesor apreciable es de unos 25 metros. El Plioceno se extiende asimismo por los cerros, de 125 metros de altura, entre Quart y Fornells de la Selva.

La serie de cerros que se extienden al Sur de Sant Andreu de Salou es un buen punto para la observación del Plioceno. La carretera de Cassá a Caldas, desde el empalme con la de Sant Andreu

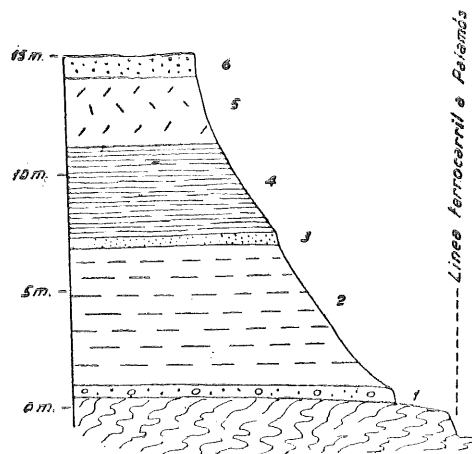


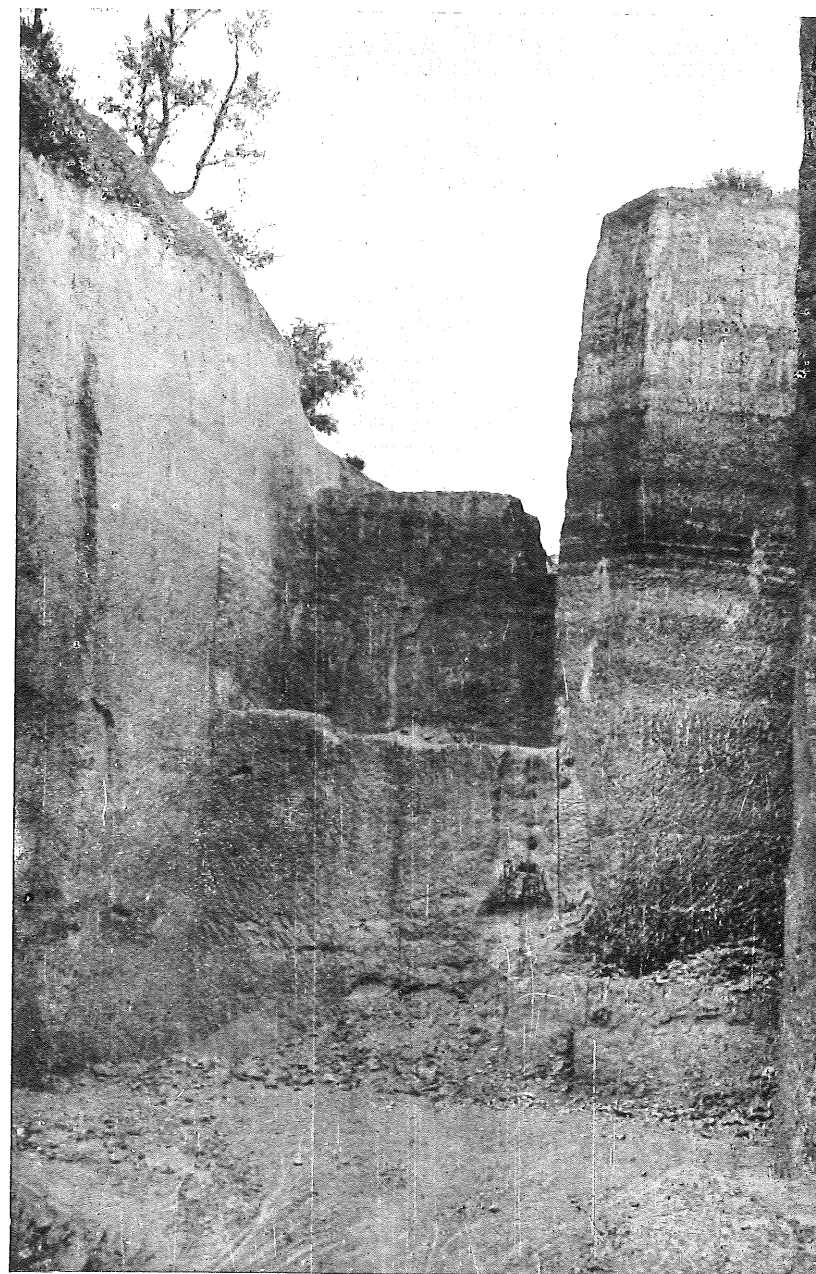
Fig. 7. — Corte geológico de las terreras de Quart.

1. Conglomerados.—2. Arcillas arenosas abigarradas, 6 m.—3. Conglomerado de elementos finos, 0,50 m.—4. Arcillas rojizas, 4 m.—5. Arcillas abigarradas, 3 m.—6. Conglomerado de elementos gruesos, rojizo, 1 m.

hasta el kilómetro 3,5, corta, en unas cuantas vueltas muy pronunciadas, no señaladas en el mapa, una masa detrítica muy potente formada por capas alternantes arcillosas y arcóscicas.

En los alrededores de Caldas de Malavella, al Sur de la Riera de Benaula, la formación pliocénica reviste extraordinario interés por sus relaciones con los fenómenos hidrotermales y volcánicos de esta región. Sin el estudio de estos aspectos geodinámicos y el conocimiento de la naturaleza petrográfica de los materiales pliocénicos de la Selva, difícilmente se puede llegar a una correcta interpretación de las arcosas de Caldas.

Se trata, en esencia, de una fosa tectónica empotrada en el granito, el cual aflora en los bordes de la cubeta. En el interior de ésta se encuentran, fracturados y plegados, los depósitos pliocénicos, pro-



El Plioceno de la Selva en las inmediaciones de Quart. Terreras aprovechadas para la explotación de las arcillas. Esta fotografía corresponde al corte de la figura 7.

Foto Solé.

fundamente modificados a consecuencia de las erupciones basálticas, cuyos materiales se encuentran fuera ya del mapa, y por depósitos geiserianos e hidrotermales, que no son más que manifestaciones póstumas de aquella actividad volcánica.

La erupción basáltica se reconoce por la existencia de un extenso afloramiento situado al Norte de Caldas, en relación con las fallas que limitan la fosa tectónica. Esta erupción fué anterior a la sedimentación de las arcosas, como lo demuestra la abundancia de cantos

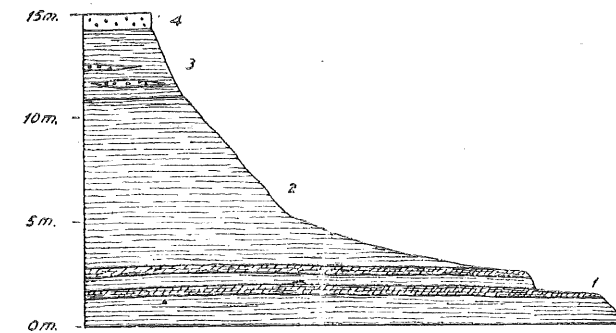


Fig. 8.—Corte geológico de las terreras de Can Quintana, en Palau Sacosta.

1. Arcillas compactas, grisáceas o versicolores, fosilíferas, 3 m.—
 2. Arcillas amarillentas, compactas, en bancos bien estratificados, poco arenosos, 7,50 m.—3. Arcillas amarillentas, compactas, bien estratificadas, más o menos micáceas, con capas ligeramente arenosas; lentejones de 0,40 m. de elementos detríticos paleozoicos, 3 m.
 4. Terraza de color rojizo, formada por cantos rodados (neís, paleozoico, cuarzo, etc.); cemento arenoso-arcilloso abundante, 1,50 m.

rodados de basalto que en ellas se encuentran, por ejemplo en la ladera Sur del Puig de les Moleres, en la trinchera del cementerio (ángulo SO. de la Hoja). Las arcosas más ricas en basalto y escorias volcánicas, como se observa muy bien en la trinchera del ferrocarril abierta inmediatamente al Sur de la estación, cambian de color por la abundancia de productos ferruginosos de descomposición del basalto, pasando en algunos lugares a una verdadera arcosa de cemento ferruginoso, más compacta que las restantes arcosas pliocénicas. Pero la transformación más importante se debe a las infiltraciones geiserianas e hidrotermales, que han proporcionado un fuerte cemento silíceo, y han convertido las arcosas poco coherentes en una arcosa silícea compacta y de gran resistencia, hasta el punto de poder ser empleada antiguamente para ruedas de molino, como indica bien significativamente el nombre dado al cerro mencionado (Puig de les Moleres; de *mola* = muela, en catalán).

La transformación sufrida por las arcosas es tan profunda que difícilmente se reconocería su procedencia si no se pudiese seguir paso a paso el tránsito de la arcosa típica a la arcosa y brecha silícea del Puig de les Moleres. Es de ello buena muestra el hecho de que un geólogo tan competente como D. Luis Mariano Vidal tomara estas arcosas por granito, calificación que se ha repetido en otros trabajos e informes sobre las aguas termales de Caldas.

En resumen, aparte de los depósitos de Caldas, los sedimentos atribuidos al Plioceno consisten en una potente masa de arcosas y arcillas, con algunos pequeños lechos de cantos medianamente redondeados, procedentes de las cordilleras próximas, particularmente, en el sector de la Hoja, de las sierras de las Gabarras. Las arcosas

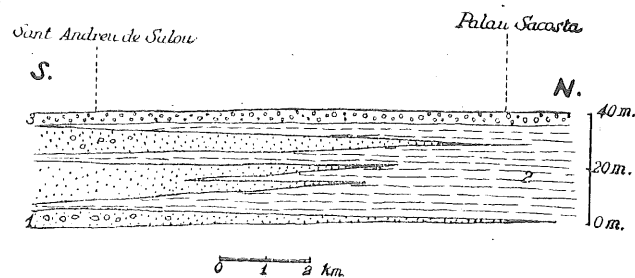


Fig. 9.—Variación lateral de facies del Plioceno de la Selva.

1. Arcosas dominantes, con alguna capa de conglomerados de cemento arcósico, gris blanquecino. 2. Arcillas versicolores o amarillentas.—3. Conglomerados rojos.

gris blanquecino, hacia el Norte, van pasando a arcillas rojo amarillentas y aun versicolores. Ese cambio es seguramente referible a que este sector linda con la parte esquistosa de las Gabarras, por lo que sus productos de erosión no dan lugar a arcosas, sino a arcillas de descomposición de las pizarras (fig. 9).

En conjunto, la serie de arcosas, arcillas y conglomerados constituyen una formación cuyo espesor debe ser de 40 a 50 metros, como mínimo.

La fauna de Palau Sacosta no es bastante demostrativa. El tamaño extraordinario de los moluscos señala ya diferencias con la fauna actual. Pero además, *Tryplichia sinistrorsa* var. *chiai*, *Testacella bruntoniana* y *Testacella halitoides* pertenecen a géneros propios del Plioceno europeo, que abundan en los depósitos lacustres del valle del Ródano (La Bresse). En cambio, *Limnaea ovata* y *Helix acosmia* se encuentran en Tarrasa, Rubí y Martorell junto con mamíferos claramente cuaternarios; *Cyclostoma elegans* es especie actual. La fauna de Palau resulta ser, pues, bastante moderna, con especies pliocénicas y

cuaternarias, indicando que debe tratarse del Plioceno superior o Cuaternario inferior.

Si la fauna bastante pobre de Palau es insuficiente para fijar la edad de la formación, en cambio, las relaciones estratigráficas de los sedimentos de la Selva con los de las comarcas próximas, Ampurdán y Rosellón, parecen ser algo más ilustrativas.

En el Ampurdán (*) y en el Rosellón (**), la sucesión pliocénica es muy parecida a la del valle del Ródano (***), en donde se observa:

- 1.º En la base, arcillas azuladas marinas con *Nassa semistriata*, pertenecientes al Plasenciense.
- 2.º Arenas y arcillas amarillentas, de facies salobre, con *Ostraea multicosata* Bors. y *Potamides basteroti* Marc. de Serr., que señalan el inicio regresivo del Plasenciense superior o Astiense (****).
- 3.º Sedimentación continental, con arcillas y pudingas del Villafraniense.

Esta misma sucesión petrográfica existe en el Ampurdán y en el Rosellón, con la única diferencia que los niveles de pudingas son probablemente antevillafranienses en la primera comarca, y con toda certeza en la segunda.

Dadas, pues, las analogías que concurren en ambos depósitos y el carácter de la fauna de Palau, resulta obligado atribuir edad pliocénica a los depósitos de la Selva, los cuales son seguramente posteriores al Plasenciense marino, aun cuando es imposible precisar si son anteriores o no al Villafraniense, pues éste no se ha demostrado todavía paleontológicamente en el Ampurdán ni el Rosellón. No obstante, es verosímil atribuir a esta edad los conglomerados superiores del Ampurdán, tan desarrollados y bien datados en la cuenca del Ródano.

También los hallazgos paleontológicos y los detalles estratigráficos de Caldas deben tenerse en cuenta para la determinación cronológica de los sedimentos atribuidos al Plioceno.

En Caldas, según nos comunica amablemente el Dr. Llopis Lladó, la sucesión estratigráfica observada, bien documentada por los numerosos pozos y minas abiertos en la localidad, es la siguiente:

(*) Ribera Faig, J.: «Sobre el Plioceno continental del Alto Ampurdán».—Bol. Real Soc. Esp. de Hist. Nat., t. XLIII, pp. 41-46. Madrid, 1945.

(**) Birot, P.: «Recherches sur la Morphologie des Pyrénées Orientales franco-espagnoles».—Pp. 258-259. París, 1937.

(***) Fontannes, F.: «Etudes stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans la bassin du Rhone».—París, 1875-80.

(****) Es sabido que el Astiense no tiene verdadero valor estratigráfico, y representa tan sólo la facies arenosa del Plasenciense.

1. Granito.
2. Granito descompuesto.
3. Arcosas silíceas fuertemente cementadas, 20 metros.
4. Arcillas algo turbosas, ocho a diez metros.
5. Travertino y arcillas alternantes, un metro.
6. Travertino compacto, cinco a seis metros.

En la capa 4 se ha encontrado abundante fauna cuaternaria y, en la capa 5, útiles de la industria neolítica.

Por consiguiente, la fauna cuaternaria de las arcillas indica que las arcosas a ellas infrayacentes deben ser, por lo menos del Cuaternario inferior, no siendo, pues, obstáculo para su atribución al Plioceno, en virtud de las observaciones anteriormente expuestas.

CONOS DE DEYECCIÓN ANTIGUOS.—Están localizados en la parte septentrional de la Hoja, en el contacto del macizo paleozoico con la depresión del Ampurdán. Fueron citados por primera vez por Llopis y Solé (72), atribuyéndolos vagamente al Cuaternario.

En la región de Madremanya los conos de deyección empiezan entre 110 y 150 metros de altura sobre el nivel del mar, y continúan en pendiente suave hasta el borde Norte de la Hoja, a 60 metros, en las inmediaciones de Cassá, en una longitud de cinco kilómetros como mínimo, recubriendo indistintamente el Paleozoico y la estructura marginal eocénica.

Su espesor es perfectamente determinable en varios sitios. Al Sur de Madremanya, por el camino de Can Bosc de Dalt, forman una masa de 25 metros de espesor. Entre Madremanya y Millás, la formación parece ser algo menos potente. Pero todavía a cinco kilómetros al pie del talud de las Gabarras, cerca de Corsá, su espesor es de 25 a 30 metros. Por consiguiente, forman estos conos un potente manto de 25 a 30 metros de espesor, que corona los relieves del borde meridional de la depresión del Ampurdán, situados por encima de 100 metros de altitud. Hacia el Este parecen perder importancia; los depósitos son más finos, menos potentes y difíciles de separar, por consiguiente, del resto de los terrenos detríticos recientes. En La Bisbal, todavía coronan las alturas del cerro de Can Fuertes (105 metros) y de Puig Negre (109 metros), con una potencia de 15 a 25 metros.

La masa detrítica que forma estos conos de deyección está constituida por grandes bloques más o menos redondeados, siempre de origen local. La pasta es arenoso-arcillosa y de color rojizo bastante subido. En Can Torrents, al SE. de Madremanya, y en Planils (Corsá) casi todos los cantos son de basalto (90%), procedentes los primeros de un pequeño asomo visible, y los segundos de la extensa corriente de Rupí y La Pera, que aparece un poco más al NO., fuera del mapa (fig. 10).

Son bastante similares a estos depósitos del Ampurdán los que se observan en la comarca de la Selva, en donde coronan las formaciones pliocénicas anteriormente descritas. Se observan entre Fornells y Quart, a 120-130 metros de altura, con análogos caracteres a los descritos. También podrían asimilarse, quizás, a la misma formación, los potentes conglomerados que coronan las arcosas de Caldas, aun cuando son de distinto color, por el predominio de las arcosas. Aquí los bloques, de gran tamaño, son de elementos paleozoicos y basalto.

De los datos anteriores se deduce que, mientras en el Ampurdán estos depósitos tienen de 25 a 30 metros de espesor, en la parte occidental, y bastante menos en la oriental, en cambio, en la Selva son

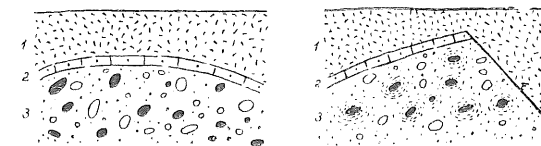


Fig. 10.—Cortes del Plioceno y Cuaternario en la Riera de Can Nadal, entre esta casa y Planils.

Cuaternario: 1. Arcillas rojas travertínicas, 1,50 m.—Plioceno: 2. Arenisca de cemento calcáreo, compacta, 0,20 m.—3. Conglomerados formados de elementos paleozoicos (en blanco) y basalto (en negro); en la figura de la derecha, alrededor de cada bloque de basalto se desarrolla una aureola travertínica en capas concéntricas.—F. Fractura.

poco potentes (cuatro a seis metros como máximo) y los cantos de menor tamaño, pero siempre poco rodados y de origen local.

Se trata, por consiguiente, de una extensa terraza de piedemonte, depositada al pie de las Gabarras, formada por la soldadura de los conos de deyección arrastrados por los pequeños cursos torrenciales que descienden de la sierra (fig. 11).

En cuanto a la edad de estos depósitos, indudablemente son los más antiguos de todos los sedimentos continentales no lacustres. Hablan en este sentido su localización exclusiva en las coronas de los cerros terciarios, las profundas entalladuras abiertas en ellos por la erosión reciente, además de la importancia y desarrollo de otros sedimentos continentales, indudablemente mucho más recientes por hallarse encajados en los primeros.

Por las razones expuestas anteriormente, tales depósitos se pueden considerar como del Plioceno superior, es decir, villafranquienses, siguiendo el mismo criterio de Almera y otros geólogos para las formaciones similares con que termina el Plioceno, aunque con todas las reservas que la falta de fósiles impone.

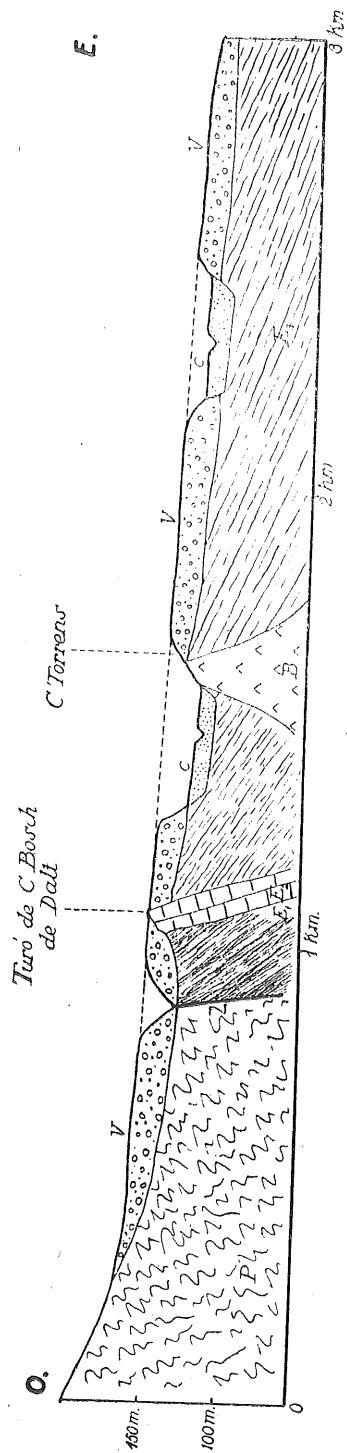


Fig. II.—Corte geológico al Sur de Madremanya.
P. Paleozoico.—E₁, Eoceno inferior.—E₂, Eoceno medio (calizas).—E₃, Eoceno medio-superior (margas y areniscas amarillentas).
V. Conos de deyección villafrañenses.—C. Cuaternario: arcillas amarillentas travertínicas.—B. Basalto.

CUADRO ESTRATIGRÁFICO DEL PLIOCENO

	SELVA	AMPURDÁN
1. Plasenciense superior?	Zona septentrional 30-40 m. de arcillas lacustres, versicolores y areniscas (Palau Sacosta) con <i>Tryplichia sinistrorsa</i> , <i>Testacella</i> , etc. Zona meridional: arcosas y alguna capa de conglomerados, 40-50 metros. Arcosas silicificadas de Caldas de Malavella.	Falta.
2. Villafranquiense?	Conglomerados o terraza superior, de piedemonte, 2 a 5 m. Conglomerados basálticos de Caldas de Malavella.	Potentes conos de deyección fusionados, formando un piedemonte; 25 a 30 m. al pie de las Gabarras; 15 a 25 m. en La Bisbal, en el interior de la depresión del Bajo Ampurdán. Conglomerados basálticos de Planils.

Cuaternario

Los terrenos cuaternarios ocupan una importante extensión de la Hoja, particularmente en las regiones del Ampurdán y la Selva, en donde se han acumulado los detritos procedentes de las sierras inmediatas.

Atendiendo a su origen y particularidades morfológicas, se pueden distinguir los siguientes tipos de depósitos cuaternarios:

1. Terrazas fluviales.
2. Depósitos eluviales de niveles de erosión (suelos antiguos).
3. Arcillas y travertinos lacustres.
4. Depósitos aluviales y coluviales recientes.
5. Cordones litorales y dunas.

El orden de enumeración no es exactamente el que corresponde a su sucesión cronológica, pues se han clasificado atendiendo a un criterio estrictamente morfológico, por las dificultades, y a veces la casi imposibilidad, de determinar exactamente la edad de los depósitos cuaternarios.

TERRAZAS FLUVIALES.—Los depósitos fluviales tallados en terrazas bien individualizadas son poco importantes y únicamente se reconocen a lo largo del curso inferior del Onyar, en el pequeño recorrido del Ter dentro de la Hoja y en los del Rissec y Daró, en la parte ampurdanesa.

Las terrazas del Ter ofrecen un buen desarrollo en los alrededores de Gerona, pero la mayor parte de ellas queda fuera de los lindes de la Hoja, por lo que no van a ser estudiadas aquí. Únicamente entre Gerona y Palau Sacosta aparecen algunos niveles de terrazas referibles al Ter. En primer lugar, la terraza inferior que forma la amplia planicie donde está edificada la parte baja de la ciudad y por donde corren la carretera y el ferrocarril de Barcelona; esta terraza se halla a 75-80 m. de altura sobre el nivel del mar y a 3-4 m. sobre el nivel medio de las aguas del Ter. Entre la mencionada carretera y el cerro de Palau Sacosta se intercala otro pequeño escalón, probablemente referible a una terraza situada a 20 m. de altura sobre la planicie inferior. Son los dos únicos niveles que se reconocen en este sector, pues los depósitos groseros que coronan el cerro de Palau Sacosta, y otros, situados más al Sur, los referimos a los conos de deyección villafranquienses, por las razones que han sido expuestas anteriormente.

En la margen izquierda del Ter, frente a Gerona, se observan algunos niveles de terrazas, muy bien desarrollados en el ángulo NO. de la Hoja y casi fuera de sus límites.

El cauce mayor del río, frente al puente del Ter, está a 52 m. de altura. Sobre él y a tres metros, o sea 55 m. sobre el nivel del mar, se eleva otra terraza que lleva encajada el cauce mayor. Forma un escalón de 400-500 metros de anchura, en la ermita de Sant Ponç de Fontajau.

A cinco metros sobre esta llanura se levanta otra terraza que se extiende hacia el Oeste, fuera ya de la Hoja. En el sector abarcado por ésta, se aprecian todavía dos terrazas más, a 100 y 130 m., o sea a 48 y 78 m. de altura relativa, respectivamente. La terraza de 48 m. está al Oeste y a escasa distancia del llamado Turó de la Bateria (95 m.); tiene unos 50 a 100 m. de anchura y tres a cuatro metros de espesor; consta de cantos bastante grandes, hasta de 30 a 40 cm. como máximo, de granito, neis, cuarzo, pizarras, pórfidos, etc. La terraza de 78-80 m. está muy erosionada y corona el pequeño cerro testigo que se eleva encima de la terraza anterior; los cantos llegan a tener 10-15 cm. de diámetro, como máximo, y cuatro a cinco centímetros

por término medio, y consta de los mismos elementos que la anterior.

En resumen, en la orilla izquierda se conocen, de abajo a arriba los niveles:

	<i>Altura s. n. m.</i>	<i>Alt. relativa</i>
Río	52 metros	
I	55 —	+ 3
II	60 —	+ 8
III	97-100 —	+ 45-48
IV	130-132 —	+ 78-80

En el Onyar, desde Fornells de la Selva a Gerona, se observan también dos niveles poco desarrollados de terrazas. El nivel superior está a unos cinco metros de altura sobre el río, formado por arenas y cantos rodados, mezclados con pequeños nódulos dispersos de travertino. Y la inferior, encajada en la precedente, está formada por arcillas limosas, amarillentas o pardo-rojizas, con elementos detríticos más groseros en la base; esta terraza tiene dos metros de espesor, y en ella se ha hendido el curso del Onyar. Estos dos niveles, con algunas interrupciones locales, se siguen hasta La Creueta, en donde el curso del Onyar se angosta al atravesar las calizas eocénicas.

En el resto de la depresión de la Selva no se observan terrazas altas, diferenciadas de la masa arcillosa moderna que acompaña el cauce de los pequeños cursos de agua, de escasa pendiente y recorrido indeciso.

En la depresión del Ampurdán hay niveles de terrazas bien desarrollados en los cursos principales. En el curso de la Risseca o Rissec, afluente del Daró, se observan algunos niveles de terrazas a partir de su entrada en el llano. En Sant Sadurní, por ejemplo, la terraza inferior tiene bastante anchura y está algo sobreelevada sobre el curso actual. Algo más abajo, en Monells, hay una terraza de tres a cuatro metros de altura sobre el río, que continúa en dirección a Corsá y La Bisbal. En el Daró, al Sur de La Bisbal, se reconocen bien dos niveles de terraza, el más alto de los cuales está bien desarrollado en Cruïlles. La altura de estos niveles coincide con las terrazas inferiores que se reconocen en el curso del Fluviá.

DEPÓSITOS ELUVIALES.—Encima de los antiguos niveles de erosión y en los rellanos y pendientes suaves existen suelos arcillosos o limosos, a veces de bastante espesor, hasta llegar a ocultar completamente el substrato. Este tipo de sedimentos lo consideramos como eluvial típico, desarrollados por descomposición del roquedo en superficies horizontales o escasamente inclinadas.

Cuando se desarrollan sobre el granito o las pizarras, son fáciles

de reconocer por la coloración generalmente rojiza o amarillento-rojiza que adquieren casi siempre; pero en cambio, son mucho más difíciles de localizar cuando se trata de suelos desarrollados sobre terrenos sedimentarios más modernos. En el mapa se indican los manchones más importantes, desarrollados principalmente sobre las formaciones paleozoicas, por ser los que tienen mayor importancia. Se trata de arcillas más o menos arenosas, según la naturaleza del substrato, y en las que generalmente existen algunos nódulos dispersos de travertino, de poco tamaño. La presencia del travertino noduloso distingue, en general, estas formaciones eluviales, relativamente modernas, de los depósitos más antiguos cuaternarios y pliocénicos anteriormente descritos, por lo que parece señalar un cambio climático tendente hacia una mayor aridez. En el caso de suelos desarrollados sobre superficies de erosión antiguas, es imposible precisar hasta qué punto el depósito actualmente existente deriva de los

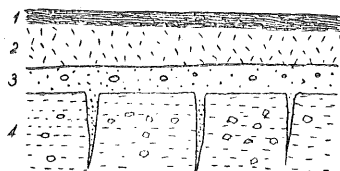


Fig. 12.—Corte del Cuaternario eluvial en el Km. 3 de la carretera de Cassá a Riudellots de la Selva.

1. Suelo de cultivo.—2. Arcillas rojas, 80 cm.—3. Arcillas con nódulos travertínicos aislados, residuo de los fenocristales de plagioclasa, 40 cm.—4. Arcosas pliocénicas, con cristales de plagioclasa poco alterados.

que pudieron existir al tiempo de su formación, o si se ha renovado por progresiva alteración del roquedo, en cuyo caso la presencia de tales nódulos travertínicos podría ser una modificación reciente (fig. 12).

En el macizo de las Gabarras hay buenos ejemplos de esta clase de depósitos, que jalonan sistemáticamente los rellanos y hombreras de los niveles de erosión y se destacan en el paisaje por ser los lugares escogidos indefectiblemente para el emplazamiento de cultivos y casas de campo.

En los niveles de erosión más altos, ya muy disecados, los depósitos tienen escaso espesor y extensión, como en la zona de Santa Pellaia, Els Metges, Can Barba y Can Massais (Camós), Can Carrera, Can Farigola (cota 386, al O. dels Angels), etc., en donde consisten en una capa, de escasamente un metro de espesor, de arcillas arenosas

sobre el granito, y más arcillosas y rojizas sobre las pizarras, generalmente sin nódulos de travertino.

En los niveles situados por debajo de los 250 m. de altura, la covertera aluvial se ha conservado mucho mejor, es más potente y ocupa mayores superficies. Así, por ejemplo, en el nivel situado a 220-240 m. de altura, al Este de Cassá, el manto arcilloso alcanza hasta un par de metros de espesor y está integrado por arcilla muy fina, rojiza, con abundantes granos de cuarzo procedentes del granito que forma la solera. El nivel algo inferior a éste, situado a 170 m. de altura, se observa bien en el caserío de Lladrés, apoyado sobre las pizarras profundamente alteradas hasta más de un metro de profundidad, dando una arcilla de descomposición de color rojo muy vivo o versicolor, que empasta algunos cantos de 5 a 10 cm. de diámetro. También se observan suelos análogos en el Km. 10,2 del ferrocarril, aquí con abundantes nódulos travertínicos, lo mismo que en el Km. 4 de la carretera de Cassá a Riudellots.

ARCILLAS Y TRAVERTINOS LACUSTRES.—Atribuimos a este tipo de formaciones los sedimentos cuaternarios localizados en la cubeta tectónica de Caldas de Malavella.

Tal como se ha expuesto al tratar del Plioceno de la Selva, encima de las arcosas silíceas de Caldas, existe un buen espesor de arcillas pardo-oscuro o negras, que se supone, tanto por su carácter turboso como por su localización geológica, depositado en el fondo de una pequeña cuenca lacustre, alimentada al principio con aguas de origen geiseriano procedentes del Puig de les Moleres, y posteriormente con aguas termales. Estas arcillas tienen de 8 a 10 m. de espesor en el centro de la antigua cuenca lacustre, y en la base de la formación son ricas en nódulos de menilita, mientras en la parte alta se acentúa el carácter turboso o más bien húmico.

Estas arcillas integran el cerro de Can Pol, al S. de Caldas, y se encuentran asimismo en el fondo de la Riera de Santa María o de Caldas, según se ha comprobado en los pozos abiertos en esta parte hasta encontrar el nivel de las arcosas; tienen aquí todavía unos 8 m. de espesor, mientras en el manantial de La Mina, al O. de la población y dentro ya de la Hoja, sólo alcanzan una potencia de 4 m., sin duda por tratarse de los bordes de la formación lacustre. Encima de estas arcillas, que únicamente afectan al ángulo SO. del mapa, aparece, en Caldas, un buen espesor de travertino, que en su base alterna en capas delgadas con las arcillas y finalmente se hacen más potentes, hasta constituir una capa de cinco a seis metros de espesor en el Turó de Sant Grau y en el Puig de les Animes, al Este de la población. En La Mina los travertinos tienen tan sólo tres metros de potencia. Esta cuenca lacustre recogía al principio las aguas geiserianas procedentes del Puig de les Moleres, según denotan los menillitos de la base de las arcillas, y posteriormente surgían en su interior al-

gunos manantiales termales, de los que aun perduran algunos, los cuales enriquecían en carbonatos el contenido del agua de la laguna, determinando la sedimentación del travertino lacustre, uniformemente extendido en la parte superior de la formación, aun cuando posteriormente ha sido afectado por dislocaciones relativamente importantes, como se describirá más detalladamente al estudiar el origen de las aguas termales. La laguna tuvo seguramente una extensión de unos 500 metros como máximo, y su mayor profundidad estuvo localizada en la zona de Can Pol, al SO. de Caldas.

En las capas superiores travertínicas y arcillosas del Puig de les Animes, Vidal (78) encontró, según las determinaciones de Gaudry y P. Gervais, la siguiente fauna:

Cervus elaphus L.

Bos sp.

Equus asinus.

Equus sp.

Sus sp.

y un cráneo humano y restos neolíticos.

Asimismo Font y Sagué (51), en los materiales travertínico-arcillosos en los que se construyó la piscina romana del Turó de Sant Grau, cita:

Cervus elaphus L.

Capreolus capreolus Blas.

Sus scropha L.

Equus caballus L.

Bos taurus L.

y un cráneo humano.

Ambos yacimientos están situados a menos de un kilómetro del borde SO. de la Hoja. Dentro de ella, en el pozo de La Mina, Llopis Lladó (56) ha reconocido:

Equus caballus L.

Bos taurus L.

Rhinoceros sp.

que demuestran la edad cuaternaria reciente de los travertinos y arcillas superiores.

DEPÓSITOS ALUVIALES Y COLUVIALES MODERNOS.—Muy similares a los depósitos eluviales antiguos son por su consistencia, cuando no por su origen, los depósitos arcillosos y arenosos muy finos, que como productos recientes de arroyada rellenan

frecuentemente las vaguadas de escasa pendiente o algunos sectores de valles maduros y anchurosos. Esta clase de depósitos contienen cantos de mediano tamaño, angulosos o rodados, según la importancia del transporte, pero que casi nunca llegan a formar masas importantes y, además, sedimentos finos arcillosos y arenosos, algo travertínicos, procedentes en buena parte de la degradación de los depósitos eluviales anteriormente descritos. Los depósitos groseros, de pendiente, casi no existen. Y como únicamente hay cantos rodados algo gruesos en las terrazas actuales del Ampurdán y en las del Ter, resulta que desde el Plioceno superior a los tiempos actuales se manifiestan importantes variaciones en la potencia erosiva de las aguas. A los finos sedimentos del Plioceno lacustre suceden los potentes derrubios del Villafranquiense, que señalan una intensidad erosiva de tal importancia que no volverá a repetirse en la región. Luego, los finos sedimentos limosos de los depósitos aluviales y coluviales más modernos y, finalmente, la intensificación de la potencia erosiva de los cursos ampurdaneses, acusada por el tamaño de las gravas que figuran en el álveo actual. Esta última fase no aparece en la Selva, en donde, por razones morfológicas especiales, continúa el fino proceso de sedimentación iniciado a mediados del Cuaternario.

Los depósitos aluviales y coluviales recientes alcanzan en todas partes bastante espesor. En la sierra de las Gabarras es donde menos importancia tienen, por haber sido arrastrados fácilmente por las aguas a causa de la pendiente. De ordinario, el fondo de los valles maduros del macizo paleozoico aparece relleno por sedimentos finos arcillosos, la mayor parte de origen coluvial, procedentes del lento deslizamiento de los depósitos eluviales que recubren las superficies de erosión en que aquéllos se hallan ligeramente encajados. En cambio, en la parte baja estos depósitos son más groseros. Así, por ejemplo, se observan en el pequeño arroyo que bordea la carretera de Cassá a Santa Pellaia (Km. 6,5), en donde el Cuaternario está formado por cantos de origen local, de rocas metamórficas, mal rodados, de 15 a 20 cm. de diámetro, con predominio de la masa arcillosa, que sirve de cemento. En la misma carretera (Km. 7,5) las arcillas rojas forman el fondo de la superficie de erosión excavada en el granito y rellenan, por deslizamiento, los suaves valles que empiezan a excavar en aquélla. En este mismo lugar, en el arroyo de dirección NO.-SE., afluente del Bugantó, el Cuaternario de su fondo está formado por poco más de un metro de espesor de aluviones con bloques hasta de 40 cm. de diámetro, gravas y arenas, y encima un metro de arcillas finas.

La misma sucesión se acusa en otros valles, como por ejemplo en el de Sant Daniel (Gerona), en donde existen de dos a tres metros de aluviones, formados por fragmentos hojosos de pizarras, de cuatro a cinco centímetros de diámetro, unidos por una pasta arcillosa rojiza, y encima siguen otros dos o tres metros de arcillas rojas finas, con

algún canto suelto y escasos nódulos travertínicos. Se trata realmente, en la base, de depósitos de piedemonte, en su mayor parte, y arcillas finas coluviales en la parte superior.

En la depresión del Ampurdán los depósitos recientes aluviales y coluviales ofrecen dos aspectos diferentes. Los sedimentos más recientes, en los cauces de mayor pendiente, son groseros y consisten en cantos rodados y arenas. Pero en general, abundan más los sedimentos arcillosos finos, que rellenan valles maduros, antiguos, apenas atacados por la erosión remontante, hecho que está de acuerdo con la evolución morfológica de este sector ampurdanés.

Con este último carácter se observan bien, por ejemplo, al Norte de Els Angels, cerca de Sant Martí Vell y en Madremanya. En este último lugar, en el fondo de la vaguada que pasa al Oeste del pueblo, se cortan de tres a cuatro metros de arcillas finas, algo arenosas, con nódulos de travertino, algo abundantes en la base de la formación. Estas arcillas rellenan una buena porción del valle y se cortan, asimismo, en la carretera (Km. 7,8), en trinchera de tres a cuatro metros de altura, en la que se observa una costra travertínica superior, nodulosa, de 0,30 m. de espesor. Las mismas arcillas travertínicas, muy potentes, rellenan la hondonada situada al Este del pueblo y se las vuelve a encontrar en Millás, etcétera.

En la depresión de la Selva, los sedimentos aluviales recientes son todavía mucho más finos, pues apenas tienen cantos rodados o angulosos; se trata de arenas arcillosas desarrolladas a expensas del granito. Esta clase de sedimentos arenoso-arcillosos, parduscos, recubren todo el fondo de la depresión, constituyendo un manto de bastante espesor que oculta los depósitos pliocénicos de la cubeta. La erosión actual apenas los corta, por lo cual únicamente en algún que otro lugar es posible medir su espesor y observar sus caracteres. Así, por ejemplo, en la riera de Benaula, cerca de Caldas, son visibles 3,50 m. de finas arcillas de este tipo, sin llegar al substrato. En Cassá de la Selva (Km. 15 de la carretera), el Cuaternario, que se encuentra en el curso del Verneda, tiene de seis a siete metros de potencia, con idénticos caracteres. En todas partes se observa que los nódulos travertínicos escasean más que en el Ampurdán.

CORDONES LITORALES Y DUNAS.—Esta clase de depósitos quedan limitados exclusivamente al sector oriental de la Hoja.

Entre Palamós y Torre Valentina existe un espléndido cordón litoral que forma la playa de Sant Antoni de Calonge.

En la fosa de Palafrugell existen algunas dunas pequeñas, forzadas por la violencia de la tramontana. Se observan dunas de este tipo, casi fijadas por bosquecillos de pinos, al Este del kilómetro 31 de la carretera de La Bisbal a Palafrugell.

También hay formaciones análogas en el delta del Ter, pero casi todas caen fuera del ámbito de la Hoja.

V

TECTÓNICA

En el aspecto tectónico, lo mismo que en el estratigráfico y morfológico, hay que distinguir en la Hoja de Gerona el macizo paleozoico de las Gabarras y las depresiones que lo encuadran por sus cuatro costados.

El macizo de las Gabarras es parte integrante del antiguo bloque herciniano llamado Macizo Catalán, y también Macizo Catalano-Balear, cuyos restos constituyen la Cordillera Costera catalana. Esta cordillera, al acercarse a su terminación septentrional, va perdiendo la recia compacidad propia de su parte media y empieza a ser hendida por buen número de fracturas que determinan, unas veces, sendas depresiones interiores más o menos cerradas y producen, otras, la desnivelación de voluminosas dovelas. La red de fracturas determina el hundimiento total de la cordillera y su desaparición bajo la depresión del Ampurdán, mediante un estrecho sistema de fallas en escalera que explica el brusco desnivel entre el llano ampurdanés y las últimas serranías paleozoicas.

Esta tectónica, que ha determinado la fragmentación de la cordillera en bloque, es de edad alpina, e independiente, por tanto, de la estructura herciniana de plegamiento, a la cual corta en diversas direcciones. Un análisis metódico requiere, pues, primeramente el estudio de la estructura íntima del bloque herciniano, cruzado por estrechos pliegues que arman en el soporte granítico, y, en segundo lugar, la descripción de las unidades morfotectónicas en que los paroxismos más recientes han fragmentado la cordillera y han dado lugar a las depresiones aladañas al macizo de las Gabarras.

EL MACIZO DE LAS GABARRAS

TECTÓNICA HERCINIANA

El macizo de las Gabarras está constituido por una estrecha banda de 10 a 15 Km. de anchura, de sedimentos paleozoicos intensamente metamorfosados, que forman la cobertera del batolito granítico central de la Cordillera Costera catalana. La mitad meridional de la Hoja comprende parte de este batolito, que se extiende ampliamente hacia el Sur; la mitad septentrional comprende la mayor parte de la orla paleozoica, que por este lado contornea el batolito, y en ella domina el buzamiento Norte, más o menos alterado por pliegues y dislocaciones locales.

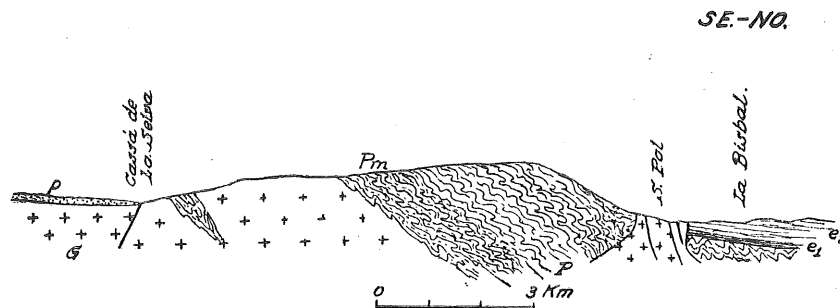


Fig. 13.—Estructura de la sierra de las Gabarras.
G, Granito.—P, Paleozoico.—Pm, Paleozoico metamórfico.—e₁, Eoceno inferior.—e₂, Calizas y flysch eocénicos.—p, Arcillas pliocenas.

El batolito granítico comprende dos afloramientos de muy desigual extensión. Uno, que abarca buena parte de la mitad meridional de la Hoja, desde Cassá de la Selva hasta Palamós, en continuidad con el gran batolito de la Cordillera Costera catalana. El otro, es un pequeño plutón de unos 24 Km.², que aflora en forma de ojal, por desmantelamiento de la cobertera, entre Llambilles y Montnegre.

Esos plutones graníticos tienen características petrográficas y tectónicas muy variadas.

En primer lugar, se observan notables cambios en su composición mineralógica, siempre dentro del tipo granítico calco-alcalino, que es el propio de la Cordillera Costera catalana. En virtud de estos cambios, se pasa a tipos más ácidos o más básicos; los primeros, del

tipo granito aplítico, destacan generalmente por su mayor resistencia a la erosión y parecen formar varias masas de diferenciación local en el interior del batolito granítico normal, al cual pasan por tránsitos insensibles. Así parece observarse en la zona al Sur de Romanyá, en donde toda la masa granítica destaca en el relieve por su mayor dureza, tal como acontece en otros muchos puntos de la cordillera (Fornells, Corredor, etc.).

Otro tipo de diferenciación del granito se observa en los contactos con la cobertera, en muchos de cuyos casos se aprecia un tránsito al tipo grano diorítico, más básico, sin duda por digestión local.

Aparte de estas facies propias de los batolitos graníticos, consecuencia del proceso de diferenciación y consolidación del magma, se observa un tercer tipo de mayor interés tectónico, consistente en un granito porfídico con grandes fenocristales de feldespato, el cual se extiende por la región de Palamós y Cassá de la Selva.

El batolito granítico aparece atravesado por un sistema de diaclasas, en el que predominan los rumbos ortogonales ENE.-OSO. y NNO.-SSE., que son los propios de las líneas tectónicas del macizo. Se observan asimismo numerosos diques de diversa naturaleza petrográfica y cuyas direcciones dominantes son las mismas. En el capítulo de Petrografía se describen detalladamente.

La cobertera sedimentaria paleozoica es bastante uniforme en su comportamiento mecánico, a causa de que en su mayor parte está constituida por esquistos de gran plasticidad, que tienen espesores de más de 600 metros. En este aspecto, únicamente se diferencian las cuarcitas y las calizas, las cuales, por su mayor rigidez, dan lugar a diversos tipos de pliegues disarmónicos.

Aparte de estas reacciones mecánicas de la cobertera, impuestas por las llamadas masas rígidas, las directrices tectónicas del macizo de las Gabarras son bastante sencillas, aun cuando en realidad apenas han sido esbozadas hasta ahora (3).

La dirección general de las capas y de los pliegues es casi Este-Oeste en la región central, con una ligera desviación al NE., de tipo varisco o erzgebúrgico en el extremo oriental, desviación que se acentúa hacia el macizo de Begur, fuera ya de la Hoja. En el sector opuesto, hacia el Oeste, la dirección de las líneas tectónicas sufre la influencia de la intrusión granítica de Montnegre, más allá de la cual se inicia la dirección NO., de tipo armoricano, dominante en las formaciones paleozoicas catalanas, especialmente en la Cordillera Costera. Parece, pues, como si el punto culminante de las Gabarras, el Puig d'Arques, hubiese servido de charnela de giro a este arco dibujado por las directrices tectónicas.

Los buzamientos de las capas vienen determinados en gran parte por la influencia de la intrusión granítica, que ha metamorfosado intensamente la cobertera paleozoica. Por eso, a partir de este contacto, las capas buzan predominantemente hacia el Norte, con des-

viaciones más o menos acentuadas alrededor del plutón de Montnegre.

La vergencia de los pliegues es esencialmente hacia el Sur en la región central y oriental, y bastante variable en la zona occidental. El estilo tectónico de los pliegues de la cobertera paleozoica es el observado casi constantemente en el Paleozoico catalán: un sistema de pliegues isoclinales, imbricados y fuertemente comprimidos. Los contactos anormales de las imbricaciones se realizan a favor de las formaciones de diferente plasticidad que las pizarras: cuarcitas, calizas y pizarras ampelíticas. El conjunto de la formación ha sido intensamente erosionado, de manera que los terrenos paleozoicos más modernos únicamente afloran en las raíces de los sinclinales.

Para la descripción de las estructuras podemos considerar, de Este a Oeste, las siguientes zonas:

1. Sector NO., entre Gerona y Madremanya, con pliegues de dirección más o menos próxima a la armoricana.
2. Sector central, de Montnegre a Santa Pellaia, de dirección variable, influenciada por la intrusión de Montnegre.
3. Sector oriental, con tendencia al rumbo varisco o erzgebírgico.

1. Sector NO. o de Gerona a Madremanya

En el borde NO. del macizo de las Gabarras predomina la dirección tectónica Norte-Sur, con tendencia a desviarse más o menos hacia el rumbo NO. o armoricano, tan frecuente en el Paleozoico catalán.

En las proximidades de la intrusión granítica de Montnegre, y sin duda por efecto de ella, esta dirección se transforma en NE.-SO.

El sector occidental es casi el único que presenta completa y bien desarrollada la serie sedimentaria paleozoica, desde las cuarcitas armoricanas a las calizas devonianas, lo cual facilita extraordinariamente la interpretación de las estructuras.

La cobertera paleozoica está fuertemente plegada, dibujando una gran bóveda anticlinal en el centro, cerca de la ermita de Els Angels, tan profundamente desmantelada por la erosión que en ella afloran las cuarcitas armoricanas, y un profundo sinclinal, cerca de Sant Miquel, en el borde occidental, en cuyo fondo se han conservado las calizas devonianas.

La vergencia de estos dos accidentes tectónicos principales es diferente; el primero verge fuertemente hacia el Oeste, mientras el segundo presenta vergencia opuesta. Entre estas zonas de vergencia opuesta se extiende una amplia zona suavemente ondulada, en la que se aprecia sobre el terreno el progresivo cambio de orientación de

las capas, dibujando las alineaciones tectónicas una curvatura muy pronunciada, abierta hacia el Norte. Estas inflexiones bruscas no son raras en el Paleozoico de la Cordillera Costera catalana.

En el anticlinal de Els Angels las cuarcitas armoricanas forman una masa de un centenar escaso de metros de espesor, por lo que constituyen un conjunto mucho más rígido que las pizarras ordovicenses que arman encima. Por eso, al plegarse, la bóveda anticlinal rígida las perforó, mientras las pizarras satinadas, por su mayor plasticidad, se acumularon en los sinclinales. Tal es la interpretación que se deduce del corte que Ashauer ha dado de esta zona. Sin embargo, como el tránsito entre las pizarras satinadas y las cuarcitas se hace a través de un espesor potente de pizarras silíceas duras, alternantes con lechos delgados de cuarcitas, este conjunto, de plasticidad intermedia, actúa como amortiguador, por lo que apenas se producen despegues de importancia.

La bóveda de este anticlinal se corta casi en el cerro cota 478, al Este de Els Angels. Su flanco normal se sigue muy bien por el camino de Els Angels a Madremanya, pasándose sucesivamente de las cuarcitas armoricanas a las pizarras cuarzosas superiores, todo con buzamientos muy suaves hacia el Este; encima siguen normalmente las pizarras satinadas ordovicenses. El flanco inverso se corta entre el cerro cota 478 y la ermita, con laminación poco acentuada y superposición anormal de las cuarcitas armoricanas sobre las pizarras silíceas de Els Angels, precisamente en el collado entre el cerro citado y el de la ermita.

La bóveda cuarcitosa del anticlinal ha sido poco desmantelada y queda envuelta en seguida por las pizarras silíceas que forman su cubierta, las cuales se extienden por el Oeste hasta el Torrente de Els Màrtirs y los kilómetros 9 a 10 de la carretera a Gerona.

Encima de ellas se desarrolla la potente serie ordovicense de los esquistos satinados, que se extienden hasta las proximidades de Gerona, dibujando una suave ondulación anticlinal de buzamiento periclinal, una especie de crencha local entre los pliegues principales de vergencia opuesta.

Cerca del borde occidental del macizo se inicia un cerrado sinclinal, en el fondo del cual afloran el Gotlandiense y el Devoniano. Este accidente tectónico lleva dirección NNO.-ESE. y tiene vergencia Este bastante acentuada. Tal como se ha descrito en el capítulo de Estratigrafía, se trata de una serie formada por cuarcitas de escaso espesor, pizarras negruzcas que pueden atribuirse al Gotlandiense y una serie de calcoesquistos con *Encrinus*, que representan el Downton y quizás algunos niveles devonianos más elevados. El sinclinal parece ligeramente desgajado del substratum a causa de la plasticidad de algunos niveles de pizarras, sobre las que han resbalado las cuarcitas más rígidas del Gotlandiense. La estructura, tal como se aprecia en el camino de Gerona a Els Angels, queda indicada en el corte de

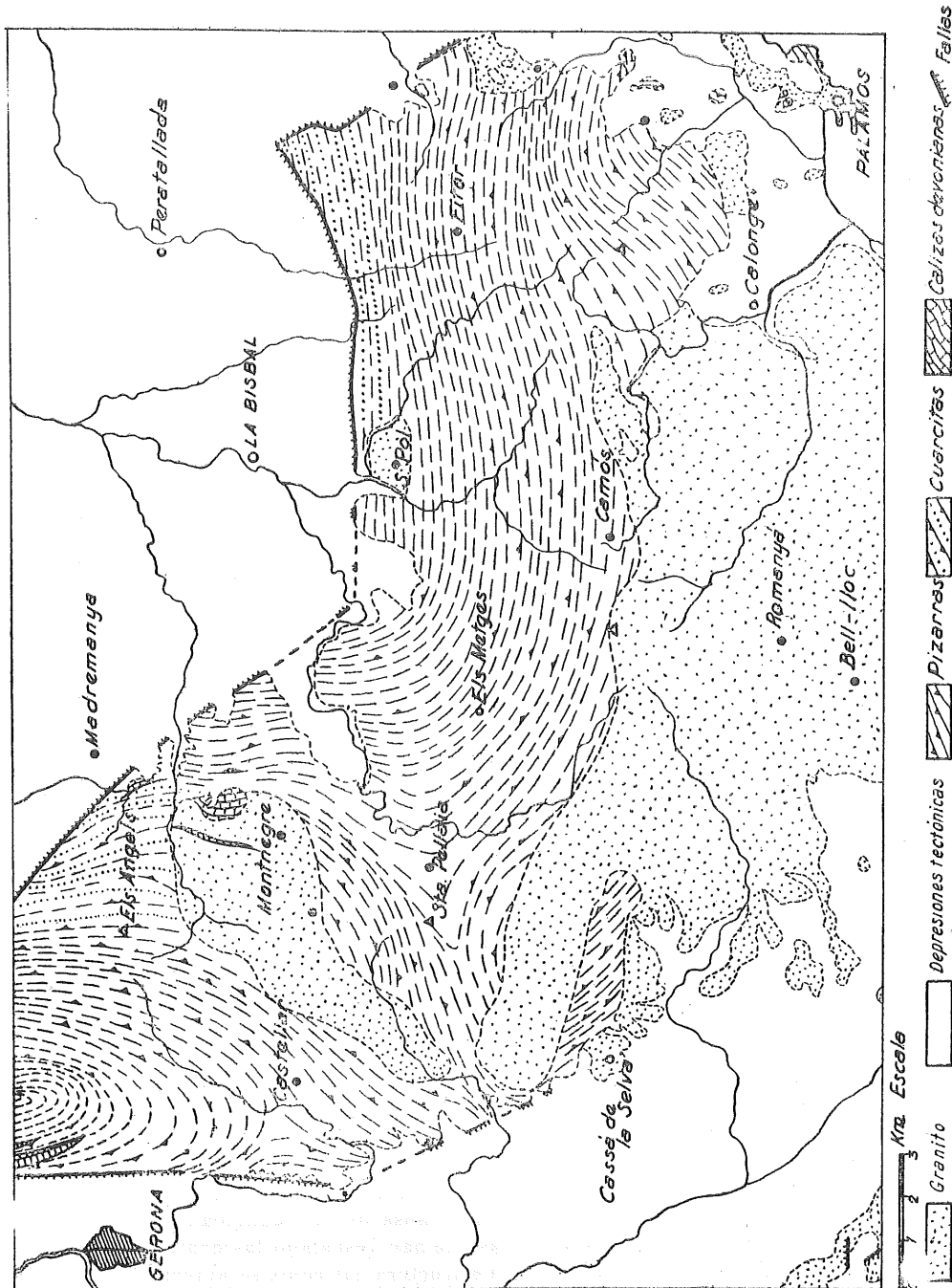


Fig. 14. — Esquema tectónico del macizo de las Gabarras.

la fig. 3, cuya interpretación parece más adecuada con la realidad que la representada anteriormente.

Siguiendo el propio camino, al Oeste de Can Lliure, aparecen otros pequeños manchones de calizas devonianas, repetidas sin duda por dislocaciones y contactos anormales, favorecidos por niveles muy plásticos de pizarras arcillosas blanquecinas que se cortan entre Can Lliure y Can Figueres. Posiblemente se trata de alguna fractura satélite de la gran falla de la Selva que determina la desaparición del macizo hacia occidente.

Por el Nordeste, el macizo de las Gabarras queda cortado a su vez por las fallas que limitan la depresión del Ampurdán, descompuestas en una serie de fallas escalonadas en el contacto del Paleozoico con el Eoceno. Es muy posible que alguna de estas fracturas afecte al interior del macizo y determine el hundimiento del Paleozoico, con la aparición de un pequeño afloramiento de calizas y calcoesquistos devonianos, los cuales se hallan casi en contacto con el flanco normal del anticlinal de Els Angels, con supresión del potente nivel de pizarras satinadas.

Por consiguiente, aquí, lo mismo que en el borde tectónico de la Selva, gracias a fracturas satélites que afectan a la periferia del macizo hercíniano, el Paleozoico se hunde y aparecen los niveles superiores, formados por los calcoesquistos devonianos. Pero con una diferencia, que mientras en el borde ampurdanés únicamente las fracturas recientes determinan el afloramiento, en cambio en el borde de la Selva la propia tectónica hercíniana señala la formación de un sinclinal, en cuyo fondo se han conservado las calizas con *Encrinus*; en este caso las fracturas alpinas, al acentuar el hundimiento del Paleozoico, han contribuido a la conservación de los rasgos hercínianos.

2. Sector Montnegre-Santa Pellaia

La tectónica de este sector viene determinada en gran parte por la influencia de la intrusión granítica del Montnegre.

En Castellar de la Selva, al NO. de este plutón, la dirección de los esquistos parece contornear la intrusión. Pero más al Norte las capas quedan cortadas en ángulo casi recto, siendo el contacto netamente disarmónico, lo que demuestra el carácter postectónico del plutón. Las mismas características se observan en los contactos meridionales. No hay duda, pues, que la intrusión es posterior al paroxismo hercíniano principal, pero tampoco cabe duda de que plegamientos posteriores a la intrusión comprimieron el Paleozoico contra el bloque eruptivo consolidado, determinando una ligera adaptación de los pliegues y alineaciones tectónicas a sus contornos. Este mismo fenómeno se observa muy marcadamente en la cerrada curvatura que dibujan las direcciones paleozoicas en el pequeño espacio com-

primido entre el plutón del Montnegre y el principal, que se inicia al Norte de Cassá de la Selva, curvatura que repite el ángulo agudo formado por ambas intrusiones.

Los detalles que se aprecian en los contactos hablan en el mismo sentido. En Castellar de la Selva las pizarras, ligeramente sericíticas, buzan uniformemente hacia el SE. de 10° a 20°, es decir, normalmente a la intrusión. Más al NE., en Can Torres, en la carretera de Montnegre, las propias pizarras sericíticas, apenas metamorfoseadas y verticales, se ponen en contacto con el granito; falta, pues, toda la aureola metamórfica interna, media y aun parte de la externa, por laminación. Todavía es más acentuada esta laminación por el lado Norte, hacia la Font Picant de Madremanya, en donde las pizarras normales están en contacto con el granito y quedan cortadas por éste. Y lo propio ocurre en las inmediaciones de Montnegre.

En cambio, el contacto meridional entre Llambilles y Montnegre, es mucho más normal, pues no falta nunca la aureola metamórfica bien desarrollada, con micacitas, micacitas nodulosas, pizarras mosqueadas, sericitas, etc., y los buzamientos son más o menos periclinales.

Siguiendo, pues, el estilo tectónico ya observado en la región anterior, el flanco SE. de la intrusión es perfectamente normal, mientras el flanco NO. del diapiro está cabalgado y laminado, lo mismo que en el pliegue imbricado de Els Angels.

Todos estos contactos afectan a la masa pizarreña-siluriana, ya sea el nivel de grauvacas, ya sea al nivel de pizarras arcillosas satinadas. Pero en la parte NE., en las inmediaciones del caserío de Montnegre, la cubierta pizarreña ha sido completamente digerida por la intrusión magmática y ésta ha alcanzado a niveles más elevados, llegando a afectar a las calizas devonianas que forman el manchón más extenso de la Hoja.

La estructura de este sector es muy compleja.

Por la carretera de Gerona a Els Angels, poco antes de llegar a Montnegre, en el Km. 10,2, aparece empotrada dentro del granito una estrecha banda subvertical de calizas, de unos 15 metros de espesor; las capas buzan 45° O. y el afloramiento forma una banda de 1,5 kilómetros de longitud. En su extremo septentrional, esta banda se pone en contacto con otra de cuarcitas de dos a tres metros de potencia, que buza 80-90° E., que forma la llamada roca de Les Bruixes. A poca distancia de esta banda calcárea, en el Km. 10,5, empieza, siguiendo la misma carretera, un afloramiento más importante de calizas devonianas, que se extienden más allá de la iglesia de Montnegre y cuya estratigrafía ha sido ya precisada anteriormente; las calizas están casi horizontales o buzan suavemente al Este. La masa de calcoesquistos y calizas dolomíticas descansa sobre un tenue espesor de esquistos lustrosos negros, grises o rojizos, triturados y replegados, que seguramente han obrado como lubricante; en el con-

tacto con el granito se observan filoncillos de oligisto (fig. 5). Esta masa calcárea descansa sobre el granito casi íntegramente, pero apenas está metamorfoseada. Sin embargo, al Norte de este afloramiento, por el camino que contornea el Montigalá, hay otro pequeño afloramiento perfectamente marmorizado, lo mismo que ocurre en el macizo de Begur y en otros puntos de la Cordillera Costera. El propio granito, en las proximidades del afloramiento de Montnegre, adquiere un carácter mucho más básico, pasando a diorita. No hay duda, pues, de que la intrusión es post-devoniana; las calizas de Montnegre resbalan sobre un substrato plástico hasta alcanzar la masa granítica ya consolidada o casi consolidada.

Al Norte del afloramiento devoniano de Montnegre hay todavía algunos otros pequeños asomos, en Can Pujades, en el colladito al Norte de Can Pujades y en el camino a Sant Sadurní, cuya presencia viene determinada por inflexiones o roturas de la serie paleozoica, difíciles de determinar. Domina constantemente la vergencia Oeste a Sudoeste.

En el barranco de Font Silvestre aflora una potente masa de cuarcitas, que representan el nivel armoricano y la continuación del anticlinal de Els Angels, pero la intrusión granítica ha roto la continuidad de las líneas directrices tectónicas y dificulta extraordinariamente su interpretación.

3. Sector oriental

El sector oriental del macizo de las Gabarras, entre Santa Pellaia y Pitor, es de una gran sencillez y regularidad de líneas, que contrasta con las complicaciones del sector occidental y central.

Al Este de Santa Pellaia se inicia ya claramente la inflexión de las líneas tectónicas hacia el Este, imponiéndose el rumbo Este-Oeste, que domina en más de la mitad del macizo, con gran regularidad. El contacto de la cobertera con el batolito granítico, alineado según la misma dirección, se hace a través de una aureola metamórfica de normal desarrollo, con cornubianitas, micacitas, micacitas nodulosas, filitas mosqueadas, sericitas, etc., que tienen poco más de un kilómetro de anchura en el sector central, en donde el contacto es casi vertical y mucha mayor anchura a oriente y occidente, hasta tres a cuatro kilómetros, en donde las capas están más suavemente inclinadas. La aureola metamórfica se desarrolla a expensas de los niveles medios e inferiores del Ordoviciense, pizarras finas y grauvacoides.

En la parte septentrional próxima a la depresión del Ampurdán, se dibuja moderadamente la continuación del pliegue anticlinal de Els Angels, traduciéndose en cambios de buzamientos y en la aparición de las cuarcitas armoricanas, poco desmanteladas, que afloran a trechos a todo lo largo de una alineación dirigida de Este a Oeste.

En esta misma alineación, forzada por rotura de la cobertera, se intercala el afloramiento eruptivo de Sant Pol. Este caserío asienta en un cerro granítico de escasa extensión, pero de contactos interesantes. Por el Norte, el granito está en contacto con pizarras no metamorfoseadas, que buzan contra el granito, lo mismo que ocurre en el flanco septentrional de la intrusión de Montnegre. Por el Sur, por el contrario, hay una pequeña aureola metamórfica de desarrollo y buzamiento normales. Pero dentro de la masa granítica, a la salida del pueblo y hacia el Sur, aparece una hermosísima brecha de falla, de 10 m. de anchura, formada por cantos silíceos, pizarrosos y graníticos, angulosos, empastados por un cemento silíceo extremadamente duro, que proporciona a la brecha singular consistencia.

Tanto el contacto septentrional como esta brecha de falla parecen indicar la existencia de dislocaciones verticales, posiblemente alpinas, que han facilitado el afloramiento. Sin embargo, la estructura del Paleozoico circundante y la distribución de la aureola metamórfica indican que este abombamiento afecta a la propia estructura herciniana, aun cuando ésta haya vuelto a jugar durante la tectónica alpina. Aquí las direcciones alpinas y las hercinianas son recurrentes.

A partir de Fitor se inicia una flexión suave hacia el NE., que se acentuará al otro lado de la depresión del Palafrugell, en el macizo de Begur. Pero las fracturas que originaron esta fosa cortan en sentido meridiano el macizo paleozoico, y la dovela hundida, recubierta en gran parte por Eoceno y Cuaternario, apenas permite seguir los rumbos tectónicos.

En los cantiles determinados por estas fallas, fuertemente suavizados por la erosión fácil, aflora el granito, mientras en la dovela hundida se han conservado los niveles paleozoicos superiores, aunque intensamente metamorfoseados: pizarras quiastolíticas, que sin duda representan a los esquistos carburados del Gotlandiense, niveles delgados de cuarcitas, referibles al mismo terreno, y mármoles y vesubianitas, producto de transformación de las calizas devonianas. A este respecto, resulta particularmente interesante la zona del Cap Gros, de Palamós.

TECTÓNICA ALPÍDICA EN EL MACIZO PALEOZOICO

Los plegamientos terciarios, al topar con el bloque rígido del macizo paleozoico, se tradujeron en deformaciones de gran radio de curvatura que arquearon las viejas peniplanicies y acabaron, al alcanzar mayor intensidad, por cuartear la meseta paleozoica en compartimentos separados por dovelas hundidas. El tipo de estructura tectónica que se formará de ahora en adelante ya no es alpino, sino germánico.

La dirección de las líneas de fractura corta casi siempre a la dirección de la estructura herciniana por ser independiente de ésta y obedecer a los rumbos impuestos por los nuevos impulsos orogénicos; las direcciones más frecuentes son la Norte-Sur y la normal Este-Oeste, a veces algo desviadas, las cuales forman con las direcciones hercinianas ángulos de 40 a 50°, esto es, son renegantes, según Stille.

En la región terminal de la Cordillera Costera, abundan estas dislocaciones, que anuncian la proximidad de las grandes fracturas que dieron origen a la depresión del Ampurdán y enterraron la cordillera bajo los sedimentos que rellenan dicha depresión.

EL VALLE DE ARO

La primera dislocación importante es la del Valle de Aro, la cual lleva la dirección Este-Oeste, desde Sant Feliu de Guíxols a Llagostera, cortando transversalmente a la Cordillera Costera en una longitud de unos 20 kilómetros. Como que esta fractura se ha producido totalmente en el seno del batolito granítico, no se traduce en el mapa por cambios de terrenos, pero, en cambio, es importante en el aspecto morfológico, pues determina la depresión transversal que pone en comunicación la costa con la Depresión Prelitoral. Estructuralmente, esta falla únicamente puede reconocerse por el estudio de las diaclasas del granito.

Jalanan esta línea de falla las emisiones de aguas carbónicas de Santa Cristina de Aro, en el sitio llamado Font Picant, aparte de otras manifestaciones tectónicas fuera de la Hoja.

DEPRESIÓN DEL BAJO AMPURDÁN

El macizo de las Gabarras desaparece bruscamente hacia el Norte cortado por el complejo sistema de fallas en escalera que ha originado la depresión del Ampurdán, que se extiende hasta los primeros contrafuertes pirenaicos. Un brusco talud de unos 400 m. de desnivel jalona esta línea tectónica. El suelo de la depresión está constituido esencialmente por sedimentos eocénicos de poco espesor, atravesados por fracturas importantes que dieron lugar a erupciones volcánicas recientes.

A continuación se describen primero los detalles del borde de fractura entre las Gabarras y el Bajo Ampurdán y seguidamente los rasgos tectónicos de esta depresión.

I. Borde Norte de las Gabarras

Al producirse durante los paroxismos alpinos el hundimiento de la depresión ampurdanesa, los bordes de las capas terciarias restringieron contra el canto rígido del macizo paleozoico, frunciéndose primero y acabando por quebrarse a medida que se acentuaba el hundimiento. A causa de las diferencias de plasticidad de las margas rojas del Eoceno inferior, de las calizas numulíticas y de las margas y areniscas del Eoceno medio y superior, se formó una estructura en pequeños bloques y dovelas amontonadas en desorden, del tipo que podemos llamar en «seracs». Los paquetes de calizas flotan en la pulpa arcillosa del Eoceno inferior, que se insinúa por las fisuras y rellena los labios de falla.

De Este a Oeste se distinguen en el sistema de fracturas que bordean el macizo de las Gabarras los siguientes accidentes tectónicos:

- a) Fallas escalonadas de la zona de Madremanya.
- b) Zona de La Bisbal, menos dislocada.
- c) Campo de fracturas de Torrent, extraordinariamente complejo.

En su descripción seguimos en líneas generales las ideas expuestas por Solé y Llopis (72) en el trabajo varias veces mencionado.

A) ZONA DE MADREMANYA.—Entre el Paleozoico del macizo de las Gabarras y el Eoceno casi horizontal del Bajo Ampurdán se intercala, al SO. de Madremanya, una estrecha banda de fractura perfectamente delimitada. Las calizas numulíticas se ponen en contacto por falla con las cuarcitas armoricanas, fuertemente trituradas y alteradas en el contacto, al Sur de la riera de Can Estiu, y forman una estrecha dovela de 150-200 m. de anchura. Más hacia la depresión, se intercala otro paquete de arcillas y conglomerados rojos del Eoceno inferior, el cual forma una banda continua que se extiende hacia el Sudeste. La dovela de calizas numulíticas se acuña hacia el SE. y queda enteramente empotrada en las arcillas rojas del Eoceno inferior, las cuales se ponen a su vez en contacto por falla con el Paleozoico. Otros dos retazos de calizas numulíticas, uno en las canteras de Els Vilers, al SO. de Madremanya, otro empastado por la masa de derrubios villafranquienses, en el Turó del Bosc de Dalt, jalonan otra dislocación paralela a las anteriores. Guarda relación con estas dislocaciones el apuntamiento basáltico de Mas Torrents (fig. 15).

B) ZONA DE LA BISBAL.—A mediodía de La Bisbal, el borde del macizo paleozoico retrocede hacia el Sur, describiendo una amplia

sinuosidad encuadrada entre el horst de Torrent y el que más al Este forma el espolón de Els Angels.

El golfo que dibujan en su interior los sedimentos eocénicos se debe a que las fracturas que han originado este borde del Ampurdán

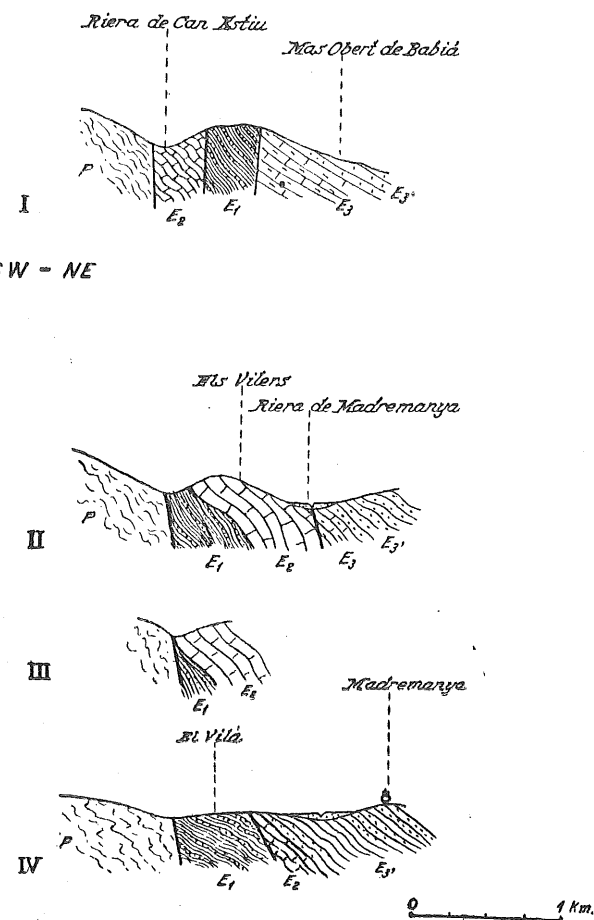


Fig. 15.—Estructura del contacto del macizo paleozoico con la depresión del Ampurdán, al SO. de Madremanya. Iguales signos convencionales que en los cortes anteriores.

forman un ángulo de 130° que se introduce en el interior del macizo paleozoico.

La estructura de este sector es mucho más sencilla que a oriente y occidente, aun cuando queda velada en gran parte por el manto de

derrubios villafranquienses y cuaternarios que acompañan al curso del Rissec.

La primera zona asequible a la observación es el cerro cota 138 m., al Sur de Sant Sadurní. Las pizarras paleozoicas buzan 45° O. y se

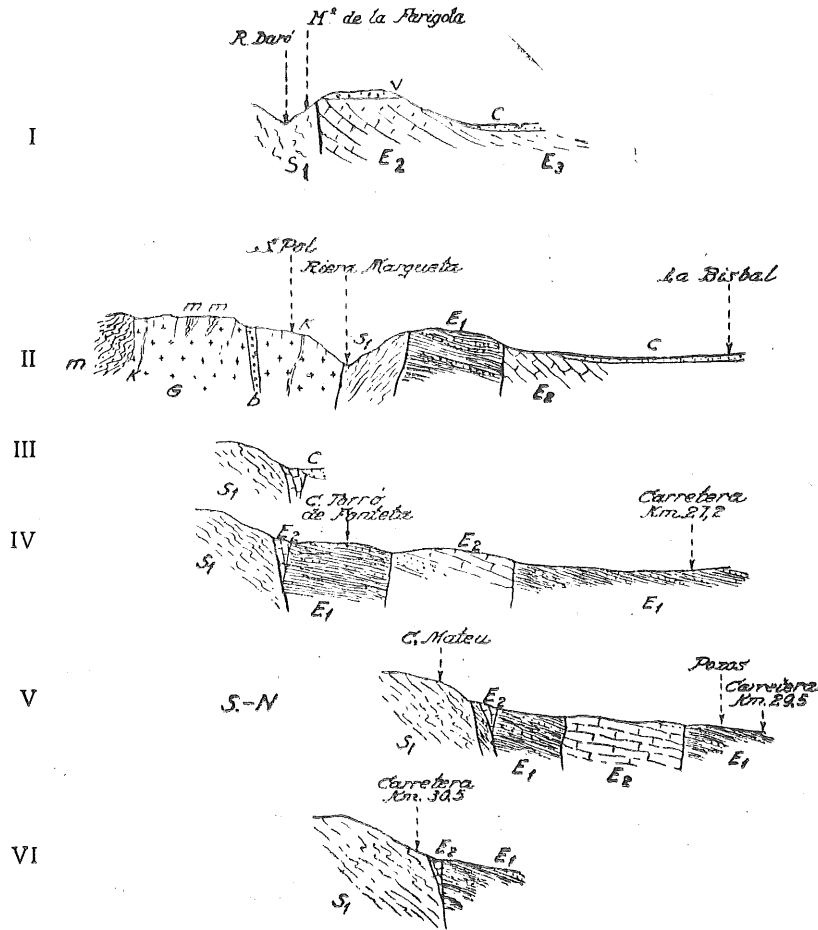


Fig. 16. - Estructura del contacto del macizo paleozoico con la depresión del Ampurdán, al Sur de La Bisbal.

G. Granito. - K. Cuarzo. - m. Micacitas. - S₁. Siluriano inferior. - E₁. Eoceno inferior. - E₂. Eoceno medio calizo. - E₃. Eoceno medio o superior: margas y areniscas amarillentas. - V. Conos de deyección villafranquienses. - C. Cuaternario. - Cortes I, III, IV, V y VI a escala horizontal 1: 37.500. Corte II a escala horizontal 1: 75.000.

ponen en contacto por falla con las calizas numulíticas, que buzan 30° N., con un espesor visible no inferior a 12-15 metros. Encima siguen normalmente areniscas blancas y margas arenosas amarillentas, recubiertas en gran parte por la masa de derrubios villafranquienses que corona el cerro (fig. 16).

Por la carretera de La Bisbal a Sant Feliu de Guíxols, por el Coll de la Ganga, se observa el contacto anormal entre las areniscas lu-

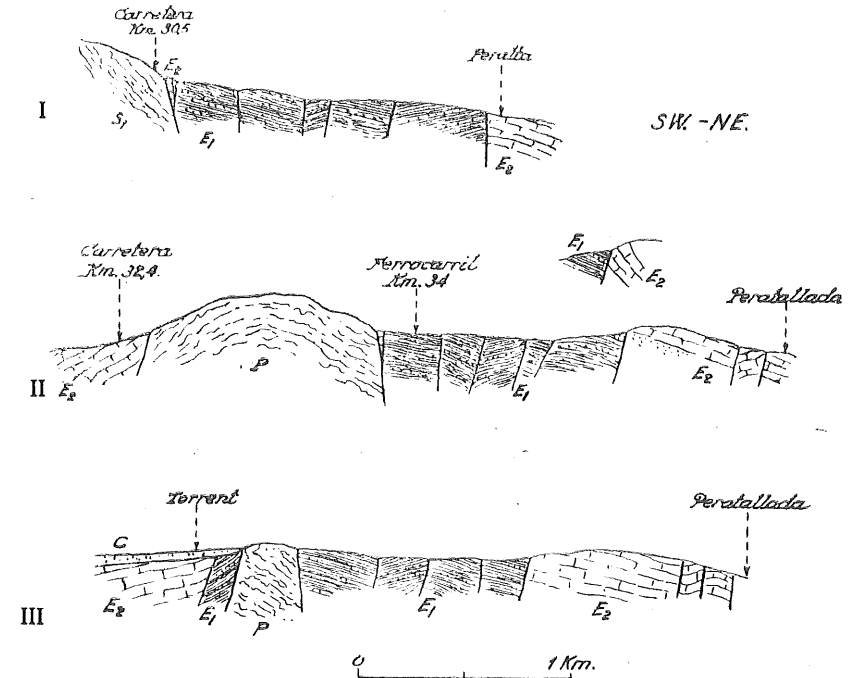


Fig. 17. - Estructura del contacto del macizo paleozoico con la depresión del Ampurdán, entre Torrent y Peralta.

Las letras tienen el mismo significado que en los cortes anteriores.

tecienses y el Eoceno inferior, cerca del Km. 16. A su vez, el Eoceno inferior está en contacto por falla con el Paleozoico. Por consiguiente, faltan las calizas numulíticas. Más al Sur, en las cercanías de Sant Pol, han sido descritas otras dislocaciones que prolongan dentro del macizo herciniano la tectónica alpina.

Más al Este, hacia Fonteta continúa esta estructura bastante sencilla. Al Sur de esta población se cortan las calizas numulíticas, sua-

vemente inclinadas 10° al Norte. Un kilómetro al Sur de Fonteta las calizas se ponen en contacto con el Eoceno inferior, y éste a su vez con el Paleozoico, mediante un sistema de fallas análogo al descrito anteriormente. Más al Este, en Cañ Torró de Fonteta, empieza el complicado campo de fracturas de Torrent, que será descrito a continuación.

En resumen, en el sector de La Bisbal, el contacto entre el Eoceno y el Paleozoico se hace esencialmente por una fractura principal y casi única que pone en contacto ambos terrenos, ya sea directamente con el Eoceno inferior, ya sea, por laminación de éste, con las calizas numulíticas.

c) CAMPO DE FRACTURAS DE TORRENT.—Entre Torrent y Sant Climent el macizo paleozoico dibuja un espolón dirigido hacia el Norte y rodeado por jirones de Eoceno inferior, medio y superior, que se escalonan sobre sus flancos. El Paleozoico ocupa el centro y está limitado por fallas bien visibles que determinan un horst de 2 Km. de anchura como máximo, situado a unos 100 m. de altitud. Posiblemente se trata de un fragmento del macizo, hundido por una falla de dirección Este-Oeste, que bien pudiera ser continuación de la señalada en Sant Pol, dentro del macizo paleozoico (fig. 17).

Alrededor del horst se extiende una banda de 3 Km. de anchura dividida en gran número de pequeñas dovelas, producidas por un enjambre de fallas, de dirección NE.-SO. unas y E.-O. otras; debido a estas dislocaciones quedan aisladas pequeñas cuñas de calizas numulíticas entre las masas de pudingas y arcillas rojas eocénicas.

Todas las dovelas forman como un sistema de cuñas, que se ensanchan hacia el Oeste.

II. Depresión del Bajo Ampurdán

La casi horizontalidad de los estratos eocénicos que rellenan la depresión del Bajo Ampurdán, la uniformidad petrográfica del flysch blando, que borra los contactos anormales, y la constancia de altitud de los cerros de la llanura, producen de primer momento la impresión de una sucesión estratigráfica normal, desprovista de dislocaciones importantes. Sin embargo, esta sensación es completamente engañosa, pues en pocos sitios los estratos están completamente horizontales y el estudio estratigráfico minucioso revela contactos anormales de rumbos paralelos a las alineaciones tectónicas reconocidas anteriormente. Por último, ciertos apuntamientos volcánicos, alguno como el de Corsá, de bastante importancia, ponen de manifiesto la existencia de un campo de fracturas, difícil de identificar a

primera vista. Los mismos pitones volcánicos han sido arrasados y sepultados debajo de la masa de derrubios villafranquienses que nivelan la depresión.

De esta forma hay que interpretar, sin duda, la estructura del suelo ampurdanés, especialmente en el sector que empieza al Oeste de Madremanya. Sin embargo, en la parte situada alrededor de La Bisbal, estas dislocaciones, si existen, son muy difíciles de localizar, a causa de que los afloramientos eocénicos quedan reducidos a pequeños islotes, rodeados de sedimentos cuaternarios, y aun los propios cerros eocénicos están recubiertos por un manto de derrubios villafranquienses.

CORREDOR DE PALAFRUGELL

El macizo paleozoico queda interrumpido hacia el Este por otra fosa de cierta importancia, la cual forma un corredor de 15 Km. de longitud, alargado entre Pals y Palamós, que tiene a Palafrugell en el centro, denominado Depresión Interior del Bajo Ampurdán, por Carandell.

El mapa sólo comprende el borde occidental de esta depresión, limitada por una importante fractura de dirección Norte-Sur, que hunde hasta 50 a 100 m. los terrenos paleozoicos que en las inmediaciones se elevan, en Fitor y Caragol, a los 300 m. de altitud. Esta fractura empieza en Torrent con dirección NNO.-SSE., hasta Palafrugell, en donde tuerce para tomar la NNE.-SSO., hasta Palamós.

La fractura que limita la fosa por occidente se evidencia por los contactos anormales entre las pizarras silurianas y los retazos de flysch eocénico que bordean los labios de falla en Llofríu y La Barceloneta, en donde, además, asoman pequeñas bandas de Eoceno inferior. Faltan los niveles de calizas numulíticas, sin duda a causa de estas propias dislocaciones, aun cuando es indudable que hay una disminución rápida del espesor de este nivel hacia el Sur.

En la mitad meridional de su recorrido, la falla atraviesa el Paleozoico, razón por la cual es mucho más difícil de reconocer, a pesar de su gran importancia morfológica, dificultad aumentada a causa de que la mayor parte de la depresión está rellena por sedimentos cuaternarios. Sin embargo, los bruscos cambios de orientación del Paleozoico, la aparición del granito en el flanco oriental del macizo y de los niveles del Paleozoico superior en el fondo de la depresión serían suficientemente demostrativos para indicar la existencia de la falla si ésta no estuviese delatada por la morfología.

DEPRESIÓN DE LA SELVA

El macizo de las Gabarras queda bruscamente cortado por el Oeste por la depresión de la Selva, prolongación hacia el Norte de la llamada Depresión Prelitoral catalana, que se interpone entre la Cordillera Litoral y la Prelitoral. El fondo de esta depresión está constituido por un zócalo paleozoico hundido a unos 100 m. escasos de altura y recubierto por sedimentos lacustres pliocénicos.

El borde occidental de la depresión de la Selva, que es el único comprendido en el mapa, queda limitado por una falla que corre desde Llagostera a Gerona en dirección NNO.-SSE. y establece el contacto entre los depósitos pliocénicos y el Paleozoico de las Gabarras. En la mitad septentrional, lo mismo que en la fosa de Palafrugell, se intercala entre la dovela del fondo de la depresión y el bloque de las Gabarras una amplia cuña de sedimentos eocénicos, cuyo vértice llega hasta cerca de Quart.

Estudiemos estas dos zonas, que tienen como centro a Cassá de la Selva y Gerona, respectivamente.

1. Zona de Gerona

El Paleozoico queda limitado en esta parte por una falla que empieza al Norte de Gerona, cerca de Sant Juliá de Ramis y termina unos 12 Km. más al Sur, en las inmediaciones de Quart. Esta falla pone en contacto las pizarras ordovicenses con las areniseas y arcillas rojas del Eoceno continental. El Eoceno buza unos 15-20° al Oeste y las testas de sus capas están empotradas en el Paleozoico, no descansando transgresivamente sobre él. Una numerosa serie de fuentes carbónicas jalona esta importante dislocación (fig. 18).

Hacia el Sur, el Eoceno queda bruscamente interrumpido por otra dislocación orientada de NO. a SE., que hunde el Eoceno y lo pone en contacto con el Paleozoico del fondo de la depresión. Esta dislocación ha sido nivelada posteriormente por la erosión y oculta en gran parte por los sedimentos pliocénicos de la misma. Lo propio ocurre en la depresión de Palafrugell. Salvadas las dimensiones existe, pues, una gran semejanza en la estructura de ambas depresiones que encuadran el macizo de las Gabarras.

2. Zona de Cassá de la Selva

Al Sur de Quart, el borde occidental de las Gabarras toma la dirección NO.-SE., que sigue hasta la depresión transversal del Valle

de Aro. La dislocación que sigue este borde parece ser la prolongación natural de la gran falla anteriormente mencionada que atraviesa oblicuamente la depresión de la Selva, la cual adquiere progresiva importancia hacia el SE., hasta hacer destacar el macizo de las Ga-

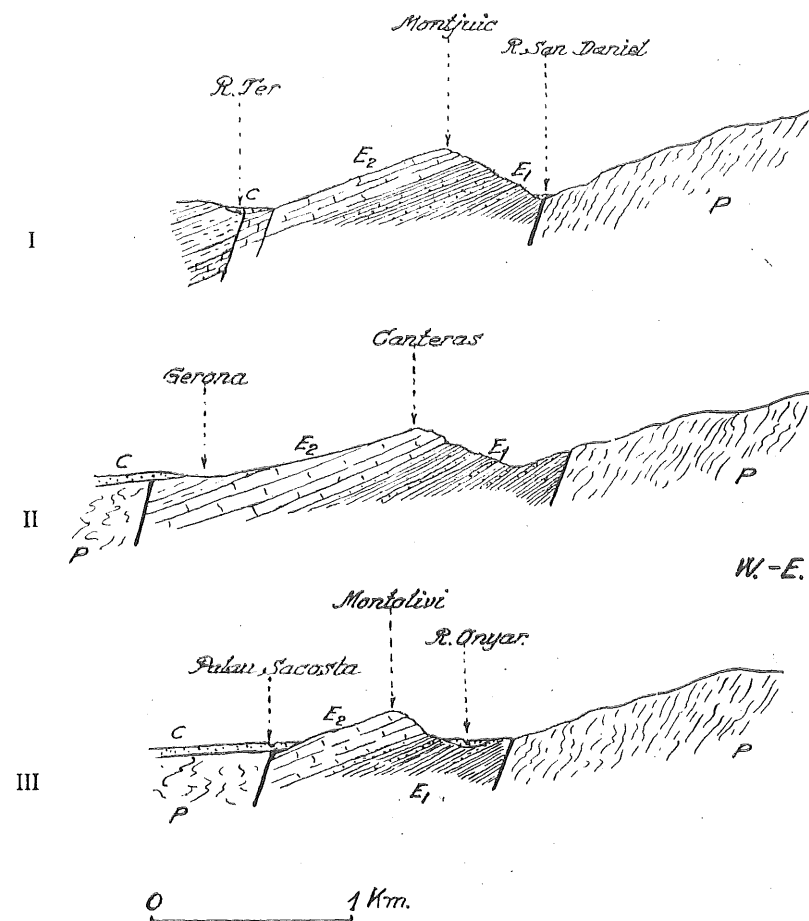


Fig. 18.—Estructura del contacto del macizo paleozoico con el Eoceno en las proximidades de Gerona.

P. Paleozoico. — E₁. Eoceno inferior. — E₂. Eoceno medio calizo. — C. Cuaternario y Plioceno.

barras. El Terciario está horizontal y nivela la falla, aunque es lógico suponer que tratándose de una zona cuyo hundimiento ha continuado modernamente, los efectos de éste habrán repercutido sobre la covertera pliocénica. Sin embargo, la erosión ha hecho desaparecer

buena parte de la cubierta y es difícil apreciar la existencia de estructuras de fricción en los bordes. Prueba esta suposición la existencia de una tectónica relativamente movida en los alrededores de Caldas de Malavella, en el centro de la depresión.

En el capítulo de Hidrología se describe extensamente la tectónica de la región de Caldas de Malavella en relación con las emergencias hidrotermales de la localidad.

TECTÓNICA DINÁMICA

Las descripciones que se acaban de hacer del macizo paleozoico de las Gabarras y de sus zonas adyacentes, aunque muy breves, permiten esbozar a grandes rasgos su evolución tectónica, diferente para el macizo antiguo y para la cobertura cenozoica del Ampurdán.

1. Plegamientos hercinianos

Los materiales más antiguos que se conocen en las Gabarras son los del Ordoviciense, con su potente serie de cuarcitas armoricanas, cuyo carácter detrítico, en comparación con las regiones próximas y el escaso espesor de las formaciones siluriano-devonianas, especialmente de las calizas superiores, prueba la presencia, según Ashauer y Teichmüller, de una zona poco profunda, que estos autores denominan «umbral de Gerona», en la amplia cuenca geosinclinal varisca. La interpretación de estos autores, admitiendo un origen mecánico a las anomalías de estratificación observadas entre el Siluriano y el Devoniano, excluye la posibilidad de fases caledónicas de plegamiento. Por consiguiente, las fases más antiguas registradas son las hercinianas.

La falta de sedimentos carboníferos, los más próximos se hallan a 40 Km. hacia el Sur, en Montnegre, y a 60 Km. hacia el NO., en Camprodon, impide fechar exactamente la edad de estos plegamientos. A tenor de lo que ocurre en casi toda la cordillera, es de suponer que obraron aquí las mismas fases de plegamiento que en el resto. Así, a la discordancia Devoniano-Culm, que en Barcelona y el Montseny señala la fase bretónica, hay que atribuir seguramente el plegamiento de las Gabarras, que inició los rasgos generales de su estructura. A la fase siguiente sudética, entre el Carbonífero inferior y el Westfaliense, habrá que atribuir, lo mismo que para el resto de esta parte de la Cordillera Costera, los paroxismos principales. Finalmente, a la fase astórica, entre el Westfaliense y el Estefaniense,

la intrusión granítica, que es manifiestamente posttectónica, pues corta los pliegues principales, aun cuando determina alineaciones secundarias como las manifestadas alrededor del plutón de Montnegre. Sin embargo, la falta de sedimentos del Paleozoico superior impide dar a esta cronología otro valor que el de un simple punto de referencia por comparación con el resto de la cordillera.

Estos diversos plegamientos hercinianos dieron lugar sucesivamente a la estructura de escamas imbricadas y pliegues disarmónicos vergentes hacia el Sur, a las intrusiones graníticas, a la formación de sus correspondientes aureolas metamórficas y, finalmente, a la serie de diques que atraviesan el granito y el Paleozoico.

2. Plegamientos alpidicos

Las dislocaciones de la cobertura cenozoica señalan la presencia indudable de facies alpidicas de plegamiento que determinan una estructura de plegamiento en los materiales terciarios y una estructura fracturada, de estilo germánico, en el rígido macizo paleozoico. Sin embargo, la falta de materiales secundarios en la periferia de las Gabarras impide acusar la existencia de fases paleoalpidicas, al propio tiempo que la poca variedad de depósitos terciarios dificulta fechar exactamente la edad de las neoalpidicas.

Los materiales postpaleozoicos más antiguos son las arcillas rojas del Eoceno inferior, las cuales, en la Cordillera Costera, descansan en discordancia sobre el Paleozoico. Aquí, en la zona ampurdanesa, las capas inferiores son muy detríticas y groseras, lo que induce a suponer que en la época de su sedimentación estaba ya iniciada la depresión del Ampurdán, quizás a consecuencia de movimientos paleoalpidicos.

Pero la presencia cierta de plegamientos alpidicos más recientes se acredita por las dislocaciones que afectan a los depósitos eocénicos, que lo mismo pueden ser pirenaicos (entre el Eoceno y el Oligoceno) que más recientes, pues no existen en la región sedimentos oligocénicos que permitan una apreciación más exacta. Ocurre pues respecto a los plegamientos alpinos del Ampurdán, lo mismo que respecto a los hercinianos de las Gabarras, que únicamente a título de comparación con lo que ocurre en las regiones inmediatas pueden fijarse con cierta aproximación.

En el Pirineo, tan cercano, el plegamiento principal pertenece a la fase pirenaica, mientras en la costa hay que atribuirlo a la fase sábrica. Es muy posible que aquí hayan jugado las dos, pero faltan pruebas concretas. En todo caso, el Mioceno del centro del Ampurdán es ya discordante y posterior al paroxismo.

Sin embargo, este terreno, lo mismo que los sedimentos pliocé-

nicos, han sufrido la influencia de los débiles plegamientos neoalpí-dicos, que inclinaron suavemente los estratos de aquellas formaciones terciarias.

A estas fases de los plegamientos alpídicos hay que atribuir, además de las dislocaciones que afectan a la cobertera eocénica, las fracturas que han fragmentado el macizo de las Gabarras, determinando la formación de sus fosas internas. La de la Selva, por lo menos, debió iniciarse antes del Plioceno medio, ya que en la dovela hundida se depositaron los materiales, arrancados a los macizos periféricos, que hoy rellenan el fondo de la depresión. El hundimiento no se realizó seguramente de una vez, sino a sacudidas, y alguna de éstas afectarían a los sedimentos empezados a depositar.

Al tratar de la región de Caldas de Malavella se han dado pruebas de la existencia de varios de estos movimientos, el más antiguo de los cuales no puede ser muy alejado del Plioceno medio o inferior.

La dislocación del Valle de Aro y la fosa de Palafrugell pudieron formarse algo más tarde, especialmente la última, pues faltan en su fondo restos pliocénicos, inclusive los depósitos villafranquienses que aparecen en el Ampurdán. En esta época formaba parte, pues, de una zona alta sometida a la denudación. Esto explicaría la falta del Villafranquiense en todo este sector.

También hay que atribuir a los plegamientos alpinos las erupciones más recientes. San Miguel de la Cámara y Marcet Riba pretenden que algunos diques que arman en el macizo paleozoico pueden ser alpinos; se basan en su edad relativa, por ser los que atraviesan a todos los demás. Hay todavía otra razón, el cambio de signo químico del magma; mientras todos los otros pertenecen a la familia pacífica, propia de las zonas de plegamiento, las quersantitas, lo mismo que los basaltos, pertenecen ya a la familia atlántica o sódica, que caracteriza a las regiones de fractura, propias del estilo germánico que impera en los macizos antiguos.

Más indiscutible es la edad alpina de las erupciones basálticas del Ampurdán y de la Selva. Estas erupciones, según se ha expuesto, son netamente anteriores al Plioceno medio o superior en la Selva, y anteriores al Villafranquiense en el Ampurdán, siendo pues, muy probablemente, ambas del Plioceno inferior o medio.

VI

MORFOLOGÍA

Unidades morfológicas

Las características morfológicas de la región comprendida en la Hoja núm. 334 son bastante sencillas.

El relieve obedece, en líneas generales, a la estructura geológica, de forma que las directrices tectónicas son los factores decisivos del modelado.

La gran dislocación, de estructura compleja, que se extiende entre Madremanya y Torrents, prolongada por el Este hasta el mar y por el Oeste hacia Gerona, separa el Paleozoico de las Gabarras del Eoceno del Ampurdán, haciendo de divisoria topográfica entre la Cordillera Costera y la llanura que se extiende a sus pies. El desnivel es brusco, como corresponde a un escalón de falla, pasando, sobre una distancia de 4 a 5 Km., de las cumbres de la cordillera, oscilantes entre 300 y 500 m. de altura, al llano ampurdanés, que en el sector de la Hoja alcanza una altitud media de 80 a 100 metros. En el orden morfológico, a estas diferencias topográficas hay que añadir las que se originan de la distinta composición rocosa de una y otra zona. Las duras pizarras metamórficas, los calcoesquistos devonianos y el mismo granito y pizarras normales crean formadas energéticas, esculpidas por la erosión actual, practicada por una tupida red de pequeños torrentes y barrancos, que cortan profundamente el escarpe de falla con que termina la cordillera. El resto del macizo paleozoico se resuelve en un dédalo de valles de corta longitud que vierten directamente al mar o a la depresión de la Selva, separados por cuerdas estrechas, más o menos mamelonadas y escalonadas a

unos cuantos niveles muy constantes, que revelan su emplazamiento sobre un sistema de ciclos de erosión escalonados.

Así pues, tanto en el orden tectónico como en el morfológico y geográfico, el macizo paleozoico constituye una unidad bien caracterizada y conocida en el país con el nombre de las Gabarras.

En contraste con ella, se extiende hacia el Norte la fértil planicie del Ampurdán, modelada sobre los blandos materiales eocénicos. En el contacto entre ambas unidades fisiográficas, el llano y la sierra, un manto de derrubios de espesor considerable, arrastrado por los cursos de agua que hienden el escarpe de falla, forma un talud suavemente inclinado hacia el NE., que aminora el desnivel topográfico. Estos depósitos constituyen una terraza de piedemonte que oculta el contacto entre el Paleozoico y el Eoceno, de tal suerte que en grandes trechos es inasequible a la observación, mientras en otros sobresalen ligeramente algunos cerros, formados por calizas eocénicas, más resistentes, medio empastados en la masa de derrubios. Pero la red hidrográfica actual, estimulada por la proximidad del nivel de base, se ha encajado lo suficiente en este manto de acarreos pliocénicos para permitir que aflore el substrato en el fondo de los torrentes importantes. En el resto de la depresión ampurdanesa, los materiales eocénicos son lo suficientemente blandos para que la erosión haya podido borrar en poco tiempo las diferencias estructurales existentes entre las diversas dovelas tectónicas, enrasando toda la depresión al mismo nivel de la terraza de piedemonte, probablemente villafranquiense. Este nivel superior, situado entre 140 y 100 m., ha sido hendido posteriormente por la erosión cuaternaria, que ha dejado sus correspondientes niveles de erosión jalonados por depósitos, poco potentes, pero muy extendidos, de tal forma que ocultan en grandes extensiones el substrato eocénico. Por consiguiente, la depresión del Ampurdán, a pesar de su complejidad tectónica, constituye, a causa de su desarrollo morfológico, una gran entidad fisiográfica bien individualizada.

Finalmente, en el sector occidental, al pie de las Gabarras, se extiende otra unidad morfológica, la depresión de la Selva. Esta depresión es mucho más reciente que la del Ampurdán y por eso no existe en ella más que sedimentos pliocénicos, de poca potencia, que ocultan el substrato paleozoico, visible en el fondo de los cursos más importantes. Se trata, por consiguiente, de una depresión interna del macizo paleozoico, que no tiene la significación tectónica de la depresión del Ampurdán, emplazada, como se ha dicho, sobre una antigua cubeta de sedimentación cretácea y terciaria. La erosión actual apenas ha llegado a penetrar en la cubeta de la Selva, la cual todavía conserva rasgos de endorreísmo. De aquí que su desarrollo morfológico sea poco complejo.

En resumen, las grandes unidades morfotectónicas que se distinguen en la Hoja son:

- 1) Macizo paleozoico de las Gabarras, con pequeñas depresiones internas.
- 2) Depresión de la Selva.
- 3) Depresión del Ampurdán.

1) MACIZO PALEOZOICO DE LAS GABARRAS

Rasgos del relieve

La sierra de las Gabarras es de relieve bastante uniforme. Las zonas más elevadas oscilan entre 300 y 500 m. de altura, localizadas preferentemente en dos sectores: en la alineación E.-O., tendida entre Cassá y Palamós, la cual sirve de divisoria hidrográfica entre la cuenca ampurdanesa y la del valle de Aro, y en la cresta de Nuestra Señora dels Angels (485 m.), en la parte Norte de la Hoja.

Pero se trata en realidad de relieves poco sobresalientes, apenas diferenciados del relieve general de la Cordillera Costera, que es el típico de los macizos paleozoicos de altitud media, con sus formas suaves, sus cuerdas alomadas, de altitudes parecidas, y su red hidrográfica profundamente encajada en valles más o menos abiertos según la dureza del roquedo. Falta, en verdad, todo vestigio de superficies de erosión antiguas; la cordillera pertenece a las sierras sin historia morfológica, en las que el ciclo de erosión actual, estimulador por la proximidad del nivel de base, ha alcanzado ya el curso superior de la red hidrográfica y ha borrado las señales de relieves antiguos, que indudablemente debieron existir según denotan las hombreras talladas en las vertientes de los valles y los cambios de pendientes del cauce, no explicables por influencias petrográficas.

En estas condiciones, únicamente ejerce un papel morfológico importante la tectónica alpdica, que ha fragmentado el macizo en bloques y ha creado las fosas de hundimiento de Palafrugell y del Valle de Aro. Sin embargo, además de estos rasgos fundamentales creados por la tectónica alpdica, la diversidad del roquedo, la estructura herciniana y los ciclos modernos de erosión introducen ciertos detalles morfológicos, en especial en lo que se refiere a estos últimos.

Modelado epicíclico

Todos los detalles morfológicos originados por la erosión diferencial son de muy escaso valor y no pasan de ser meros accidentes locales. Una visión del relieve desde cierta altura, aun cuando no sea más que desde los picos más elevados, indica bien claramente que

las influencias estructurales no tienen apenas otro valor morfológico que el determinar la orientación de algunas crestas. Pero el conjunto del modelado obedece a otros factores. La analogía de altura de las cuerdas, las hombreras y pequeños rellanos de erosión y los cambios de pendientes de los cauces, homotáxicos con los observados en las laderas, indican bien claramente que se trata de un típico modelado epiciólico.

Los niveles superiores, como es lógico, son los más destruídos, en tanto que los inferiores están mejor conservados. De forma, que mientras la restitución de los niveles altos es siempre dudosa, en cambio los niveles inferiores son fáciles de reconstruir.

I. NIVEL DE CUMBRES (400 METROS).

Situamos alrededor de esta isohipsa el nivel superior de erosión, que es el peor conservado. Sin embargo, existen algunos rellanos con depósitos en Can Carreras (400 m.), cerca de Santa Pellaia, al pie de Els Angels, entre 350 y 410 m., en los cerros situados entre Santa Pellaia y Els Metges (420-430 m.), especialmente al Este de la cota 434 metros, N. de Romanyá (421 m.), además de cuerdas llanas algo extensas. Sobre este nivel destacan los monadnocks de Puig d'Arques (532 metros), Els Angels (485 metros), etc., constituídos por rocas más duras.

Dado el carácter vestigial de este nivel, es imposible caracterizarlo más concretamente, ni deducir su verdadero grado de desarrollo, pero es indudable que existe un relieve senil superior, con el que enrasan los picos más altos y en el que pueden emplazarse los rellanos mencionados, con sus significativos depósitos eluviales.

II. NIVEL DE ROMANYÁ (300-320 METROS).

Alrededor de la curva de nivel de los 300 m. se desarrolla otra serie de rellanos, más numerosos y mejor conservados que los pertenecientes al nivel superior, los cuales forman las cimas de algunas cuerdas aplanadas y las cumbres de cerros destacados de dichas cuerdas. En los valles, este nivel tiene poca trascendencia morfológica. En Romanyá de la Selva (325 m.) este nivel se halla muy bien representado por sus depósitos y formas suaves. La topografía lo revela en la región de Sant Mateu de Montnegre (356 m.), Km. 6 a 7 de la carretera de Els Angels, cerro de Mas Munt, al O. de Calonge (298 m.), Fitor (316 m.), etcétera.

III. NIVEL DE CASTELLAR DE LA SELVA (180-220 METROS).

Una faceta abrupta, de unos 100 m., separa el nivel de cuerdas de Romanyá del inmediatamente inferior. Este nivel está ya bastante bien conservado y no sólo se manifiesta por la homología de las cuerdas y cerros aislados con ellas relacionados, sino que, como afecta a zonas más bajas, su influencia se manifiesta intensamente en

los cambios de pendiente en los cauces, determinando la acumulación de sedimentos en los trayectos de menor pendiente.

Al O. de Llagostera y Cassá de la Selva se observa muy bien este nivel, en Castellar de la Selva (180 m.), Can Mas Cort (240 m.), Matala (220-230 m.), carretera de Santa Pellaia (240 m.), Casa Nova de Llagostera (200-210 m.), al Sur de Cabanyes (181 m.), etcétera.

En resumen, el relieve del macizo de las Gabarras, lo mismo que ocurre con el de otras zonas de la Cordillera Litoral catalana, se resuelve en una gradería de epiciolos, escalonados aquí a 400, 320 y 180-220 metros.

Estos ciclos alcanzan distinta extensión según las circunstancias de los próximos niveles de base. La vertiente que mira hacia la depresión interior de la Selva se halla mejor defendida del ataque erosivo de los ciclos recientes, por lo cual los tres ciclos mencionados se escalonan visiblemente a todo lo largo del frente occidental de la Cordillera, constituyendo una excelente gradería de piedemonte, cuyos escalones penetran profundamente en el interior de los valles. En cambio, la cara septentrional de la Cordillera, afectada por la falla del Ampurdán, ha sido tan rápidamente degradada que se resuelve en una faceta única y escarpada, sin gradería epiciólica. En la zona que vierte al Valle de Aro y depresión de Palafrugell, la rápida y particular degradación del granito y sus problemas morfológicos con ella relacionados, dificultan la observación morfológica, a pesar de lo cual pueden distinguirse, por comparación con el sector occidental, los mismos niveles de erosión.

2) DEPRESIÓN DE LA SELVA

La planicie de la Selva constituye, como es sabido, el extremo septentrional de la llamada Depresión Prelitoral catalana.

Las líneas morfológicas generales son extraordinariamente sencillas. Un zócalo paleozoico, esquistoso al Norte, granítico al Sur, arrasado a 100 m. y recubierto después por el Plioceno lacustre.

Los depósitos de la base de este terreno, extraordinariamente finos y en parte eluviales, la profunda y uniforme alteración del granito, la cual alcanza a veces hasta 25 y 30 m. de profundidad, y especialmente la nivelación del zócalo, indican bien claramente que se trata de una superficie de erosión prepliocénica, fosilizada por los depósitos pliocénicos. Allí donde la erosión actual ha barrido estos depósitos, aparece magníficamente desarrollada la superficie de erosión, tal como ocurre en Llagostera, donde constituye una magnífica planicie de 5 a 6 Km. de longitud por 3 a 4 de anchura. Y fuera de los límites de la Hoja, la superficie ha sido exhumada en grandes

extensiones, en Sils, Caldas, etc., proporcionando el carácter de planicie a la comarca de la Selva.

Los depósitos pliocenos que fosilizan la superficie de erosión forman una serie de cerros que se elevan hasta 140-160 m. de altitud, resueltos en lomas de dorsos suavemente ondulados a causa de la blanda consistencia de las arcosas.

A pesar de la sencillez de rasgos morfológicos, son numerosos e interesantes los problemas que plantea el estudio de esta depresión.

En primer lugar, después de cuanto se ha visto acerca de la evolución morfológica de las Gabarras, es indudable que el fondo de la cubeta debe haberse hundido espasmódicamente, de forma que cada nivel de erosión que escalona la vertiente de las Gabarras señala una momentánea detención del hundimiento. Los sedimentos pliocénicos correlativos a estos movimientos tectónicos, expresan, con la finura de sus materiales, que el hundimiento ha sido siempre muy lento, acentuándose al terminar el ciclo sedimentario pliocénico, según revelan los depósitos detríticos groseros que coronan la formación.

La nivelación del suelo de la Selva es más aparente que real. Ya se ha visto al estudiar la tectónica que, además de las fallas maestras que limitan la depresión, existe una cubeta tectónica en el ángulo SO. del mapa, en las inmediaciones de Caldas de Malavella. Gracias a ella aflora el granito a la misma altura que el Plioceno colindante. La uniformidad de alturas se debe, pues, a una fase erosiva posterior a la accidentación tectónica postvillafranquiense. Así, por lo tanto, lo mismo que en la depresión de Palafrugell, también existen aquí fracturas transversales que accidentan tectónicamente el suelo de la depresión, aun cuando tienen poco valor morfológico.

Por otra parte se plantea el problema del carácter endorreico de la depresión de la Selva, manifestado no solamente por los estanques de Sils, al SO. de la Hoja, que existieron hasta fecha reciente, sino inclusive por la indecisión de la red hidrográfica que cruza la planicie y por la misma naturaleza de los sedimentos.

En efecto, los cursos actuales que descienden de las Gabarras y atraviesan la Selva, transcurren por entre amplísimas vaguadas suavemente ahondadas en los depósitos pliocénicos y rellenas por un buen espesor de 3 a 4 m., como mínimo, de finos léngamos arenoso-arcillosos. La red actual a veces pasa ligeramente encajada en estos depósitos recientes, pero generalmente transe por encima de ellos en curso mal definido, con escasísima pendiente, de tal forma que para evitar las inundaciones de los campos es preciso elevar terraplenes de 1 a 3 m. de altura, que bordean indefectiblemente la red hidrográfica entre Campllong y Riudellots, nombre este último bastante significativo (río de lodo).

A este hecho se debe el carácter semipantanosos y la humedad del suelo, favorecida por la fácil retención hídrica de las arcosas.

Las razones que explicarían la lentitud erosiva de los ciclos recientes, gracias a lo cual el fondo de la Selva apenas ha sido atacado, se escapan a las posibilidades de estudio de esta Hoja, pues afectan a problemas relacionados con el desarrollo de la red hidrográfica del Tordera y, en particular, al juego de la falla que bordea el curso de este río en la zona de Sils-Empalme y al papel retardativo que el Congost de Sant Julià de Ramis ejerce sobre la cuenca del Ter. Basta aquí consignar el hecho.

La parte Norte de la Selva, en los alrededores de Gerona, presenta ciertas diferencias con el resto de la comarca, a causa de la falla transversal o sesgada que ha hundido la cobertura eocénica hasta el fondo de la depresión de la Selva. En consecuencia, en lugar de las formas de erosión, dominantes en la Selva, se presentan en este sector formas estructurales, cuyo desarrollo conviene conocer.

A causa de la alternancia de niveles blandos y duros se forma un típico modelado en cuestras, inclinadas hacia el O., de acuerdo con el buzamiento de los estratos. La primera cuesta se forma a expensas de las calizas numulíticas de Montjuïc y Montolívi, y la segunda sobre las areniscas y puddingas ludienses. Entre ambas cuestras siguen dos valles de erosión subsecuentes: el del Onyar, entre el macizo paleozoico y la cuesta de las calizas numulíticas, y el del Ter, entre esta cuesta y la formada por las areniscas ludienses. El primero viene favorecido en su desarrollo por la falla que jalona el contacto entre el Paleozoico y el Eoceno inferior, de modo que en realidad es un valle tectónico-erosivo.

Depresiones internas: Palafrugell y Valle de Aro

Según se ha visto en el capítulo de Tectónica, el macizo paleozoico se resquebrajó a consecuencia de los paroxismos alpinos, los cuales determinaron la formación de un sistema de bloques y pequeñas dovelas. En el sector oriental, una de estas dovelas hundidas dió origen a la actual depresión de Palafrugell, mientras en el sector meridional una fractura de particular importancia partió transversalmente la Cordillera Costera, dando lugar al Valle de Aro y aislando el horst de las Gabarras. Las dos depresiones citadas quedan incluidas tan sólo parcialmente dentro de la Hoja.

El Valle de Aro, avenado por el Ridaura, es de origen tectónico. Debido a esta circunstancia, el curso del Ridaura ha hendido rápidamente la Cordillera Costera y por erosión regresiva ha desplazado su cabecera hasta la misma depresión de la Selva, desviando directamente hacia el mar, por un fenómeno de captura, los pequeños cursos que antes vertían a la cuenca del Ter, obligándoles a abandonar su curso NO. Esta línea tectónico-erosiva ha favorecido las co-

municaciones entre la Selva y la Costa Brava, separadas por un collado situado tan sólo a 120 m. de altura.

La morfología y la tectónica del Valle de Aro, son todavía completamente desconocidas y no interesan más que de rellón al sector meridional de la Hoja. La amplitud del valle y las fracturas observadas en el sector septentrional, parecen indicar que se debe más bien al hundimiento de una pequeña dovela transversal muy estrecha, sobre la cual se ha emplazado el curso del Ridaura. Morfológicamente se observa que los peldaños de los ciclos de erosión de la vertiente de la Selva continúan hacia el Este, festoneando la vertiente septentrional del valle, aun cuando la proximidad del nivel de base ha contribuido a su rápida degradación.

La fosa de Palafrugell está constituida por una dovela de mayores dimensiones, hundida entre el bloque de las Gabarras y el macizo de Begur, o celebándico, según la denominación de Carandell. Esta fosa está limitada por dos fracturas maestras de dirección N.-S., de las cuales únicamente la occidental queda en el ámbito abarcado por la Hoja. Además de estas fallas longitudinales, existen otras transversas de dirección E.-O., según se ha anotado en el capítulo de Tectónica, las cuales, sin duda, desnivelaron el fondo de la cubeta. Resultado de este grupo de fallas es que el suelo de la depresión está formado por areniscas y margas eocénicas en su sector Norte y por Paleozoico y granito en su sector meridional, estructura análoga a la del Norte de la Selva.

Una erosión activa borró pronto los desniveles de origen tectónico o petrográfico y arrasó uniformemente el fondo de la depresión alrededor de la isohipsa de 100 metros. Los pequeños horsts antiguos se reconocen hoy únicamente por los afloramientos paleozoicos, pero ningún desnivel señala el relieve tectónico que pudo existir. Contribuyen a borrar estas diferencias abundantes depósitos detríticos.

3) DEPRESIÓN DEL AMPURDÁN

El borde septentrional de la Hoja comprende una pequeña parte del llamado Bajo Ampurdán, el cual constituye una llanura situada entre el macizo de Montgrí y el de las Gabarras, avenida por los ríos Ter y Daró.

El fondo de la depresión forma un plano, inclinado suavemente hacia el mar, el cual alcanza los 150 m. de altura al pie de las Gabarras y 50 m. en el centro de la cuenca. Este plano es de origen erosivo, pues casi siempre corta la estructura geológica, bastante compleja, del Bajo Ampurdán. En el sector comprendido en la Hoja, el substrato de la depresión está constituido por un conjunto de com-

partimentos eocénicos fallados y desnivelados, cortados en el flysch eocénico.

El borde del macizo paleozoico ofrece, pues, en el Ampurdán, un relieve muy diferente al de la región gerundense. Aquí, la diferente consistencia petrográfica de los niveles eocénicos y la relativa normalidad tectónica han permitido el desarrollo de un borde en cuetas, con su correspondiente depresión marginal (valles del Onyar y de la Pólvora), mientras que en el Ampurdán la homogeneidad del flysch eoceno y, sobre todo, la reducción estratigráfica del nivel calizo luteciense y su mayor trituración tectónica, ha facilitado, por su adelgazamiento, el desarrollo de otro tipo morfológico.

Además, en este borde meridional del Ampurdán, entra en juego otro importante elemento morfológico, constituido por los conos de deyección villafranquienses, depositados al pie de las Gabarras. Empiezan alrededor de 150 m. de altura, muy desarrollados en la zona de Madremanya, Sant Sadurní, en donde constituyen un manto de 25-30 m. de espesor en el borde de la sierra, y todavía es bastante potente, cinco o seis kilómetros más al Norte, en donde está formado por elementos de gran tamaño, sobre todo en la parte superior. La pendiente es bastante pronunciada, pasando en un trayecto de cinco kilómetros de 150 a 100 metros. La soldadura lateral de estos conos de deyección determina la formación de una terraza de piedemonte, desarrollada a todo lo largo del pie de la cordillera. Es difícil precisar las relaciones existentes entre este nivel y los depósitos de la planicie superior del Ampurdán. Pero es lógico admitir, en contra lo expuesto anteriormente, la sincronización entre estos depósitos de piedemonte y los más finos que hacia el interior de la depresión forman el nivel de 100 m. señalado por Solé y Llopis.

Esta solución concuerda mejor con las observaciones recientes efectuadas por nosotros y con los estudios de Ribera Faig en el Alto Ampurdán.

Después de la sedimentación pliocena marina y continental, que tanta importancia tuvo en el relleno de la depresión ampurdanesa, se produjo el movimiento epirogénico que determinó la disección de los depósitos recién formados, hasta unos 50 m. de profundidad.

En las entalladuras de dicha plataforma superior se han encajado los depósitos cuaternarios en relación con los niveles de terrazas que siguen el curso de los ríos Ter y Daró. En el Ter, en Gerona, se reconocen niveles a 55-60 m. fuera del dominio de la Hoja, y los de 30 m. y 6-8 m., dentro de ella, al Sur de Gerona. En el Fluviá se distinguen los niveles de 18-20 m., 5-6 m. y 2 metros.

VII

PETROGRAFÍA

Los estudios petrográficos de esta zona se deben casi exclusivamente al profesor San Miguel de la Cámara (66, 67, 68, 69 y 70).

Las rocas eruptivas son sumamente variadas e interesantes, y forman importantes afloramientos, sobre todo en la mitad meridional de la Hoja. En esta clase de rocas se hallan representados los diversos grupos de rocas intrusivas, filonianas y efusivas, que a continuación se describen someramente.

I. ROCAS ERUPTIVAS

A. ROCAS INTRUSIVAS

Las rocas intrusivas graníticas constituyen un potente batolito que se extiende principalmente por la parte meridional de la Hoja. En la zona costera se pueden estudiar muy bien, en general, por su buen estado de conservación y los excelentes cortes naturales que ofrecen los acantilados de la celebrada Costa Brava catalana, a la que comunican vivas tonalidades rosadas:

Además de este afloramiento principal, existen en la comarca de la Selva un gran número de manchones aislados entre las extensas formaciones del Plioceno continental y del Cuaternario, y otro manchón más reducido en Sant Pol, en la vertiente septentrional de las Gabarras. Las formaciones graníticas aparecen también en el propio corazón de las Gabarras, constituyendo un gran afloramiento en los términos de Llambilles, Castellar de la Selva, Montnegre y Madre-

manya, dirigido de Sudoeste a Nordeste; este manchón tiene ocho kilómetros de longitud y una anchura que varía de 2 a 3,5 Km., lo que representa una superficie por lo menos de 24 Km.², que no había sido representada en los mapas anteriores.

En su conjunto, las formaciones graníticas son post-tectónicas y presentan gran homogeneidad en su composición mineralógica, que es la propia de los granitos dioríticos o dioritas cuarcíferas, tipo dominante en la mayor parte de las formaciones graníticas de la Cadena Costera catalana.

A este carácter no se le ha dado, en general, la importancia que merece, ya que revela el enriquecimiento del magma en calcio, por la frecuente asimilación de capas calizas de los tramos que coronan las formaciones gotlandiense-devonianas de dicha cordillera; ello explica las variaciones en la composición mineralógica que en algunas zonas, como en Calonge, Vall-llobrega, Palamós, Montrás y Montnegre, conducen a granodioritas de acentuado carácter diorítico, con paso a verdaderas dioritas cuarcíferas, que incluso pueden dar lugar a masas más oscuras, de grano fino, que por su composición y aspecto han sido referidas por San Miguel de la Cámara a las quersantitas cuarcíferas; estas masas son parecidas, por su estructura y composición, a los gabarros o negrones que aparecen incluidos en el seno del batolito.

Muy frecuentemente las granodioritas se vuelven más ácidas y tienden a tomar carácter filoniano, originándose con harta frecuencia granodioritas aplíticas y pegmatíticas, que pasan a francas aplitas y pegmatitas y aun a cuarzo, en los diques que penetran en las formaciones paleozoicas más o menos metamorfoseadas por la intrusión; pero de ordinario toman franco carácter porfídico, dando lugar a los granitos dioríticos porfídicos, ricos en variedades análogas a las indicadas al tratar de las primeras rocas.

Posteriormente, grandes presiones actuaron a veces muy intensamente sobre las formaciones graníticas, originando granitos cataclásticos y protoginas y hasta granitos dioríticos de apariencia néisica, verdaderos ortoepineis granodioríticos.

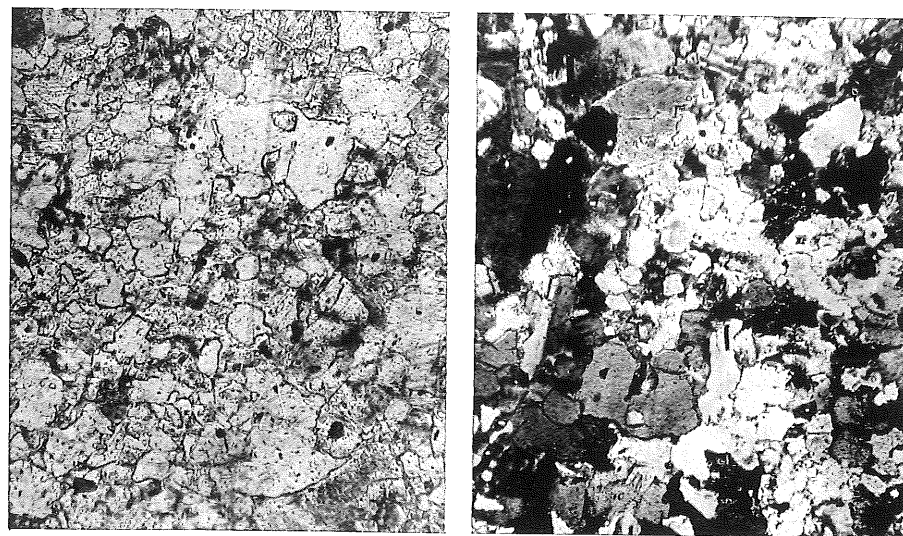
1. GRANITOS DIORÍTICOS O GRANODIORITAS.—Estas rocas están constituidas por granos de diverso tamaño, de cuarzo, feldespato, ortosa y plagioclasa, entre los elementos claros, y de mica biotita entre los negros. La alteración del feldespato en caolín y sericita tiende a su disgregación y a la formación de piedras caballeras. La biotita se transforma a menudo en clorita. Los productos ferruginosos procedentes de la alteración de la mica y de los feldespatos contribuyen a dar a la roca color pardusco; en cambio, los ejemplares frescos son de color claro o gris. Éstos se explotan en grandes canchales por su dureza y tenacidad.

Al microscopio estas rocas muestran estructura granitoidea, de



Granito porfídico de Cassá de la Selva, en las trincheras del ferrocarril. Obsérvese la tendencia a la disposición fluidal de los fenocristales de feldespato.

F to Solé.



Aplita, Palamós. Luz ord. 15 d. Cuarzo, ortosa y biotita. Igual roca y preparación entre nicoles cruzados.

Foto San Miguel.

grano bastante grueso. Las secciones de cuarzo son frecuentemente cataclásticas. Las placas de plagioclasa son bastante básicas, por corresponder a la oligoclasa-andesina; se presenta mezclada según las leyes de la albíta y de la periclina. La ortosa es menos frecuente que la plagioclasa; muchas de las secciones son de microclina. Los elementos accesorios más frecuentes son la magnetita, el apatito y el circón.

2. GRANODIORITAS PORFÍDICAS.—Los granitos dioríticos con marcada tendencia a la estructura porfídica se presentan muy difundidos en las regiones recorridas; la base granular está constituida por los mismos elementos de los granitos dioríticos corrientes; los grandes cristales de estas rocas están formados por la ortosa y a veces por el cuarzo, dominando generalmente los de feldespato; algunos de ellos llegan a alcanzar hasta 10 centímetros, aunque de ordinario miden de uno a tres centímetros. Su color blanco o grisáceo contrasta con el color pardusco de los granitos dioríticos, ya que aquéllos están por lo general poco alterados. Los grandes cristales muestran a menudo preciosas maclas de Karlsbad.

El estudio microscópico de estas rocas se debe a San Miguel de la Cámara, quien describió el granito porfídico de Palamós.

Los caracteres mineralógicos de dicha roca son análogos a los de los granitos dioríticos. Muchas secciones de plagioclasa son zonares y sus extinciones tienden a ser características de la oligoclasa, lo cual parece indicar que estos granitos porfídicos son algo más ácidos que los anteriores.

Se presentan de ordinario en el seno de los granitos dioríticos ordinarios, pasando insensiblemente a los mismos por reducción del tamaño de los fenocristales de feldespato, y a veces de cuarzo, menos frecuentes; en otras ocasiones tienden a tomar disposición filoniana con apariencia de pórfidos graníticos cuarcíferos, con pasta holocristalina de grandes elementos visibles a simple vista, sin distinguirse, sin embargo, con toda claridad de los límites de las zonas porfídicas. A veces estos límites pueden deducirse bastante bien por la disposición fluidal de los grandes cristales de feldespato. En ocasiones estas bandas hacen intrusión en las capas paleozoicas y llegan a constituir verdaderos diques, de pocos centímetros de potencia, sumamente curiosos.

Estos granitos dioríticos porfídicos son muy característicos en la Costa Brava, y son análogos a los que Teixeira ha dado a conocer en Portugal.

3. GRANODIORITAS Y GRANODIORITAS PORFÍDICAS, APLÍTICAS Y PEGMATÍTICAS.—Los granitos ordinarios y los granitos porfídicos pasan frecuentemente a modalidades aplíticas y pegmatíticas, por reducción del tamaño de los elementos y disminución de la cantidad de

elementos negros. La abundancia de feldespato, especialmente de ortosa, comunica a estas rocas un bello color rosado. Algunas de estas rocas son muy pegmatíticas y están constituidas por granos de gran tamaño, sin representación de elemento negro o muy escasa. Faura y Sans considera que estas rocas, que se confunden frecuentemente con los granitos clásicos de la costa, tienen origen eruptivo; a nuestro entender son resultado de la consolidación de las zonas periféricas de las intrusiones graníticas, caracterizadas por su acentuado carácter silíceo.

4. GRANITOS Y GRANITOS PORFÍDICOS, CATACLÁSTICOS O PROTOGÍNICO. — Grandes presiones posteriores sobre las rocas estudiadas han dado origen a granodioritas y granodioritas porfídicas cataclásticas o protogínicas, que aparecen a veces con diverso color y aspecto que los restantes granitos dioríticos. La alcalinización y la sericitización son muy intensas: la cloritización de la biotita se muestra muy avanzada. Estas acciones han cargado de productos ferruginosos a dichas rocas, dándoles frecuentemente colores parduscos. Otras veces su coloración es verdosa, por la abundancia de clorita. Al microscopio se muestran con toda evidencia las estructuras cataclásticas, siendo notables las extinciones ondulantés en el cuarzo y en los feldespatos. Las secciones de cuarzo aparecen muy fragmentadas. Los granitos cataclásticos de los alrededores de Calonge han sido estudiados por Faura y Sans, y con especial atención por San Miguel de la Cámara.

En la zona costera de Sant Antoni de Calonge, de Palamós y de la Fosca, han tomado carácter néisico las protoginas, pasando a ortopineis granítico-diorítico por la acción de las grandes presiones alpidicas.

El estudio microscópico de estas rocas pone de manifiesto la notable acción dinamometamórfica sobre la roca eruptiva.

Todos los elementos aparecen rotos o deshechos, reconstituyendo una nueva estructura.

5. DIORITAS CUARCÍFERAS.—Estas rocas están íntimamente relacionadas con los granitos dioríticos, a los cuales pasan insensiblemente. Son muy ricas en plagioclasa y elemento negro; contienen gran cantidad de cuarzo. La plagioclasa es oligoclasa-andesina, a veces bastante andesínica. Entre los elementos negros figuran la biotita y la horblenda. Constituyen masas de diferenciación en el seno del granito, las cuales toman color más oscuro por su mayor abundancia en mica y por la presencia de anfíbol. Algunas son bastante aplíticas. Como elementos accesorios contienen ilmenita, leucoxeno, titanita, apatito y epidota.

La presencia de estas rocas fué ya señalada por Bauzá en 1873 (1), quien las encontró en buena parte del partido judicial de La Bisbal, junto con granito, pórfidos y otras rocas plutónicas. San Miguel de la

Cámara las considera muy raras en esta región, no habiéndolas encontrado más que en la zona mineralizada de Palamós-Vall-llobrega-Montrás y en la punta Nordeste de la Fosca (fuera de la Hoja) y en la punta del Castellet de Palamós, donde son aplíticas. Nuestras exploraciones demuestran que las dioritas cuarcíferas son bastante más extendidas.

Estas rocas presentan gran número de modalidades, análogas a las indicadas al tratar de los granitos; revisten especial interés las variedades porfídicas y aplíticas o quersantíticas.

Las dioritas cuarcíferas de Vall-llobrega, estudiadas por San Miguel de la Cámara, tienen marcado carácter quersantítico, y son muy oscuras muchas de ellas. En este yacimiento el anfíbol es actinótico. La plagioclasa es oligoclasa. Los elementos negros alcanzan mucha representación, tanto como los feldespatos. Representan un tránsito a las quersantitas.

6. DIORITAS CUARCÍFERAS PORFÍDICAS.—También se encuentran dioritas cuarcíferas francamente porfídicas, análogas a los granitos porfídicos estudiados. En las canteras del puerto de Palamós se encuentran preciosos ejemplares con toda la apariencia de pórfidos dioríticos de grano grueso; son de color azul oscuro, y su estructura es idéntica a la de los granitos porfídicos.

San Miguel de la Cámara ha estudiado al microscopio unos ejemplares de la cantera indicada. Los fenocristales son de feldespato y biotita, muy numerosos; la pasta está formada por feldespato y cuarzo, en granos y laminillas de biotita. Al microscopio, se observan fenocristales de plagioclasa zonar, maclada según las leyes de la albita y de la periclina; y lo mismo por el aspecto de las bandas, que por los ángulos de extinción y sus propiedades ópticas, se deduce que corresponden a la oligoclasa-andesina. El promedio de la extinción es de unos 40°, correspondiendo a un porcentaje en anortita de 30 %, intermedia entre el tipo II, $Ab_4 An_1$, con 18 % An, y el III, $Ab_3 An_1$, con 28 % An. También hay algunas secciones de ortosa. La mica es biotita; la acompaña horblenda ferrífera.

En la pasta granuda se deducen los mismos elementos. Los elementos accesorios están representados por apatito, circón y rutilo.

En la Cala del Pou hemos encontrado rocas análogas, que, aunque aparentan ser pórfidos dioríticos, deben clasificarse como dioritas cuarcíferas porfídicas, por su carácter intrusivo. Estas rocas contienen gabarros análogos a los granitos porfídicos, a los que pasan insensiblemente por disminución del elemento negro.

7. DIORITAS CUARCÍFERAS QUERSANTÍTICAS Y QUERSANTITAS CUARCÍFERAS.—En la Cala del Pou y en otros sitios hemos encontrado interesantes ejemplares de estas rocas, que son de grano fino y estructura aplítica; son muy ricas en biotita. Deben ser análogas a las

citadas por San Miguel de la Cámara de la punta del Castellet de Palamós. Algunas de estas rocas, tanto por su estructura como por su composición, son análogas a los gabarros.

8. GABARROS O NEGRONES.—Estas masas oscuras, incluídas en el seno de las formaciones graníticas, han sido referidas por San Miguel a las quersantitas cuarcíferas, por la gran cantidad de plagioclasa y biotita que contienen y por la estructura panidiomorfa, análoga a las antes indicadas. Representan, muchas veces, una diferenciación melanocrata del magma granítico.

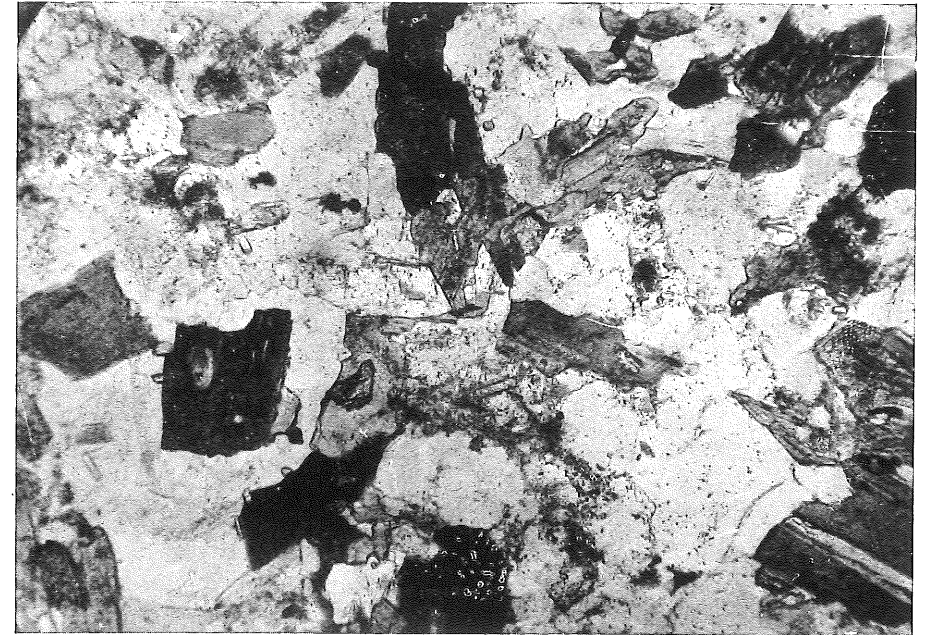
B. ROCAS FILONIANAS

En las zonas eruptivas de esta Hoja, las rocas filonianas aparecen con bastante profusión. Las rocas filonianas diasquísticas son las más frecuentes, especialmente las del polo ácido: aplitas, pegmatitas y cuarzo; las del polo básico o lamprófidos están representadas solamente por las espesartitas. Las rocas filonianas asquísticas están representadas por algunos pórfidos graníticos y por frecuentes pórfidos dioríticos. No se registra la presencia de pórfidos sieníticos.

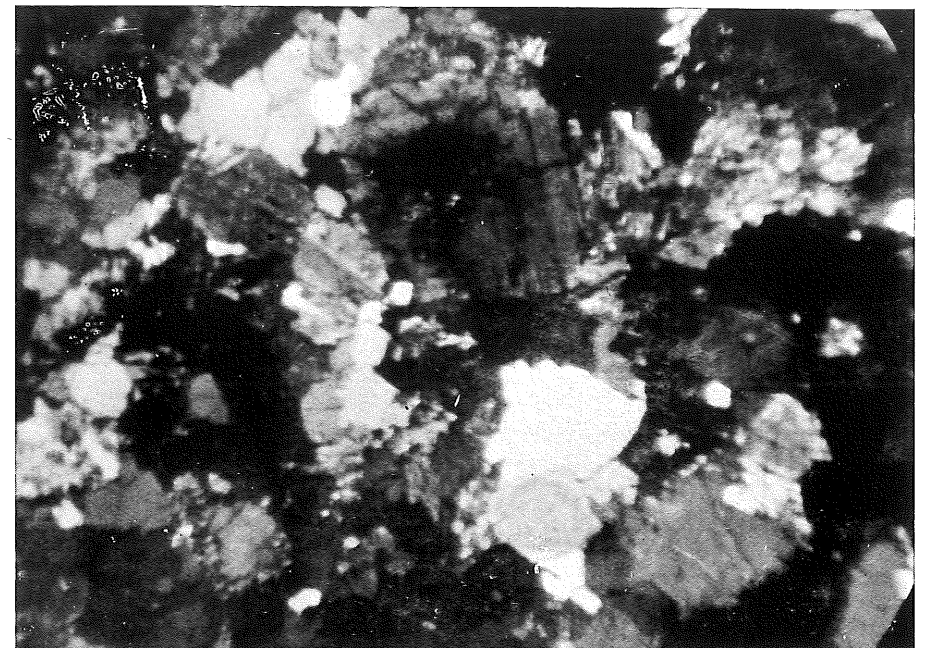
El color de los diques varía mucho; los hay claros y oscuros, blancos más o menos agrisados, amarillentos, rosados, pardo-rojizos, verdosos, azulados, gris oscuros y hasta negros.

Forman diques de potencia variable, pero por lo general no pasan de unos pocos metros. Los pórfidos son de mayor potencia, alcanzando a veces a cinco a seis metros de espesor, pero muchos de ellos no llegan a dos metros, y a veces alcanzan solamente unos centímetros. Las aplitas y pegmatitas forman frecuentemente grandes masas de diferenciación del granito, pero cuando son francamente filonianas no llegan a pasar ordinariamente de dos metros, midiendo muchas de ellas tan sólo unos centímetros. Los lamprófidos son de potencia todavía más limitada, oscilando, por lo general, entre uno y dos metros.

La dirección dominante de los diques más importantes, íntimamente ligada a las líneas principales de fractura de la región, es de ENE. a OSO. en los alrededores de Palamós, E.-O. en Romanyá de la Selva, NNO.-ESE. en Salenys y NNE.-SSO. en Sant Pol. En Torre Valentina, cerca de Sant Antoni de Calonge, uno de los diques de lamprófido sigue la dirección ENE.-OSO.; pero el otro sigue la dirección normal, NNO.-SSE. Todos presentan un buzamiento de 80 a 90° al Sur, siendo casi verticales. La edad geológica de ellos es muy variada. La longitud de los diques es muy diversa y difícil de apreciar, por la dificultad en seguirlos a causa de la densidad de la vege-



Diorita cuarcífera, entre la Punta de La Fosca y S'Alguer (Palamós). Luz ord. 25 diám.; plagioclasa, cuarzo, horblenda y biotita.



La misma roca entre nicoles cruzados.

tación y aparecer recubiertos a trechos por depósitos cuaternarios. Los pórfidos dioríticos de los alrededores de Palamós se pueden seguir en una longitud de más de un kilómetro.

Todos los diques observados atraviesan, por lo general, las formaciones graníticas. Los diques de color claro destacan poco de aquellas formaciones por la semejanza de color y de alteración, desagregándose casi al mismo tiempo; otras veces, como ocurre con ciertas aplitas, pegmatitas, pórfidos dioríticos y lamprófidos, su color les hace destacar mucho de la roca en que arman, alterándose y desagregándose diferentemente, por su composición, de las rocas que atraviesan. En muchos sitios los diques atraviesan el Siluriano.

a. Rocas diasquísticas

1. POLO ÁCIDO: APLITAS Y PEGMATITAS

1. APLITAS GRANÍTICAS.—Estas rocas son muy frecuentes en la Hoja, y ofrecen gran variedad de aspecto y coloración, a pesar de la simplicidad de su composición. Aparecen constituidas por gran número de granos de cuarzo y feldespatos, y escasa cantidad de elemento negro. Son de grano fino, medio o grueso, y de ordinario de uno o pocos milímetros. Dominan las de grano fino. Por lo general son amarillento-rosadas, pero las hay blancas, grises y hasta rosadas, según el estado de alteración de la ortosa y la cantidad de elemento negro. Se destacan mucho en el terreno por su gran consistencia y buena conservación.

A simple vista, presentan estructura granuda, panidiomorfa, con aspecto sacaroideo de grano fino. Al microscopio, se observa, según San Miguel de la Cámara, que estudió las de Palamós, cuarzo, ortosa, a menudo microclina y oligoclase, entre los elementos claros, y algo de biotita, negra o verde. Como elementos accesorios, apatito, almandino, rutilo y turmalina, en pequeñas cantidades.

Las aplitas graníticas presentan ligeras variaciones de composición y estructura, como lo demuestra el estudio de la aplita del islote de La Negra, en la playa de la Fosca. Esta aplita es más grosera, y la biotita está cloritizada; hay laminillas de moscovita y muchos granos de magnetita.

2. APLITAS DIORÍTICAS Y PLAGIAPLITAS.—En la Cala del Pou afloran también interesantes aplitas dioríticas, a veces bastante plagiaplíticas. Presentan gran cantidad de granos de plagioclase (oligoclase-andesina) asociados con el cuarzo. El elemento negro es muy escaso, siendo biotita. El grano de estas rocas es muy fino; son casi blancas y mates.

3. PEGMATITAS.—Estas rocas están íntimamente ligadas a las apli-

tas, a las cuales se llega por disminución del grano de la roca. Están formadas por grandes granos de cuarzo y ortosa, y algo de biotita y moscovita. Las pegmatitas de Palamós tienen grandes cristales de ortosa rosada; en las de Torre Valentina, cerca de Sant Antoni de Calonge, los cristales de ortosa alcanzan más de un decímetro. De ordinario son de grano grueso, de unos centímetros. Las de Palamós se han utilizado para la fabricación de material refractario y para la obtención de porcelana. En las de Torre Valentina, al cuarzo y a la ortosa acompañan moscovita y cristales de turmalina negra. Al Norte de Palamós forman un prolongado dique a lo largo de la costa.

4. PEGMATITAS GRÁFICAS.—También en la Cala del Pou se encuentran, en el dique citado, bellos ejemplares de pegmatita gráfica, de color rosado. Son generalmente de grano fino y muestran la asociación característica de la ortosa y cuarzo, que forma cuñas dentro de los cristales feldespáticos. Algunos ejemplares muestran muy bien la estructura cuneiforme. A veces la ortosa constituye casi exclusivamente la roca, brillando muchísimo en las superficies de exfoliación; sobre ella destacan las cuñas casi microscópicas de cuarzo. Las pegmatitas gráficas son menos frecuentes que las ordinarias. Algunas de las secciones están muy caolinizadas; otras aparecen microclínicas; en fin, alguna placa de feldespato parece corresponder a la oligoclasa, muy poco representada. La biotita está alterada en clorita y, además, hay placas de moscovita.

5. APLITAS Y PEGMATITAS PORFÍDICAS.—A la gran variedad petrográfica de la Cala del Pou hemos de añadir todavía las aplitas y pegmatitas porfídicas, íntimamente relacionadas también con las anteriores rocas, a las que se llega por disminución de tamaño de los grandes cristales. Hay pasos entre estas rocas y los granitos porfídicos y los granitos aplíticos. San Miguel de la Cámara ha observado rocas de este tipo en otros sitios de la Costa Brava.

Su coloración es clara, por la gran cantidad de cuarzo y ortosa y reducida proporción de elemento negro. En las superficies frescas se ven a veces granos grises, de color melado, con toda la apariencia de granate.

Aun a simple vista se observa la estructura porfídica del conjunto, con los grandes cristales de ortosa y menores de cuarzo, análogos a los que figuran en los granitos porfídicos. La pasta es sacaroidea, de grano mediano o fino. Algunas de estas rocas presentan una base pegmatítica, constituyendo pegmatitas porfídicas.

6. CUARZO Y FILONES METALÍFEROS.—Los diques de cuarzo y las venas y venillas de dicho mineral son bastante frecuentes en la Hoja, localizándose de preferencia en las zonas más plegadas y dislocadas.

Las capas ordovicienses, intensamente plegadas, muestran gran número de filoncillos de cuarzo, que adelgazándose llegan a constituir numerosas venas, a veces delgadísimas, que siguen de ordinario la dirección de las capas o cruzan en diversas direcciones, aprovechando, como los diques, los principales sistemas de disyunción de dichas rocas.

Aparte de estos filoncillos e impregnaciones, el cuarzo constituye, a veces, diques de mucha mayor potencia, en relación siempre con las de fractura dominantes. Además, muchos de ellos están mineralizados y muestran origen hidrotermal, mientras los otros son de origen magmático.

Estos diques de cuarzo se encuentran en Montrás y Vall-llobrega, con galena, baritina, limonita y otros minerales; lo propio ocurre en Llofriu y otros sitios. También son potentes los de Montnegre, Font Picant de Madremanya, etcétera.

2. POLO BÁSICO: LAMPRÓFIDOS CALCO-ALCALINOS

ESPESARTITAS.—Estas rocas calco-alcalinas son una de las más interesantes de la Costa Brava. Son de color verde oscuro, y se distinguen de lejos por resaltar sobre las masas graníticas de tonos claros.

Se encuentran estas rocas en la zona costera, junto a la pintoresca playa de Torre Valentina, en las proximidades de Sant Antoni de Calonge, pues no deben considerarse como lamprófidos todos los diques negros o de color verde oscuro que cruzan las formaciones de la Costa Brava. En los alrededores de Romanyá de la Selva hay diques muy alterados que pueden atribuirse probablemente a lamprófidos.

Los diques de Torre Valentina han sido estudiados por San Miguel de la Cámara. Son de grano finísimo, y a simple vista no se aprecia su estructura porfídica, por la escasez y pequeño tamaño de los fenocristales. La pasta es sumamente fina.

El estudio microscópico permite referir dichos lamprófidos a la espesartita, ya que están formados por plagioclasa (oligoclasa-andesina) y horblenda. Su estructura es francamente porfídica; los fenocristales de plagioclasa están muy alterados; hay algunos de cuarzo. Los de horblenda son bastante abundantes, pero alterados completamente en clorita. La pasta es panidiomorfa, muy rica en feldespato alterado y laminillas de clorita. Entre los accesorios figura la magnetita.

La potencia de los diques es pequeña, siendo casi verticales. Unos diques siguen la dirección ENE.-OSO., que es la dirección dominante, paralela a la línea de costa. Otros llevan dirección NNO.-SSE., a menudo de más potencia. Dadas estas direcciones y la dirección ge-

neral de la costa, estos diques aparecen muy visibles junto al mar. Estas direcciones coinciden con la de algunas fracturas maestras de esta zona.

Estos diques cortan a las formaciones graníticas y a sus diques de aplita y pegmatita; para San Miguel de la Cámara son de los más modernos de la Costa Brava.

b. Rocas asquísticas: pórfidos

En este grupo comprendemos los pórfidos graníticos y los dioríticos. Los primeros, poco representados en la zona de Sant Pol, al Sur de La Bisbal, y los segundos, muy difundidos en los alrededores de Palamós y representados también en Romanyá de la Selva y Salenys.

1. PÓRFIDOS GRANÍTICOS.—Estos pórfidos han sido encontrados en los alrededores de Sant Pol y en la Costa Brava, fuera ya de la Hoja, donde son poco frecuentes; los indicados en el mapa geológico de Faura y Sans no corresponden a esta clase. Los de la zona de Sant Pol cruzan la riera Marqueta, llevan la dirección NNE.-SSO. y atraviesan el Ordoviciense.

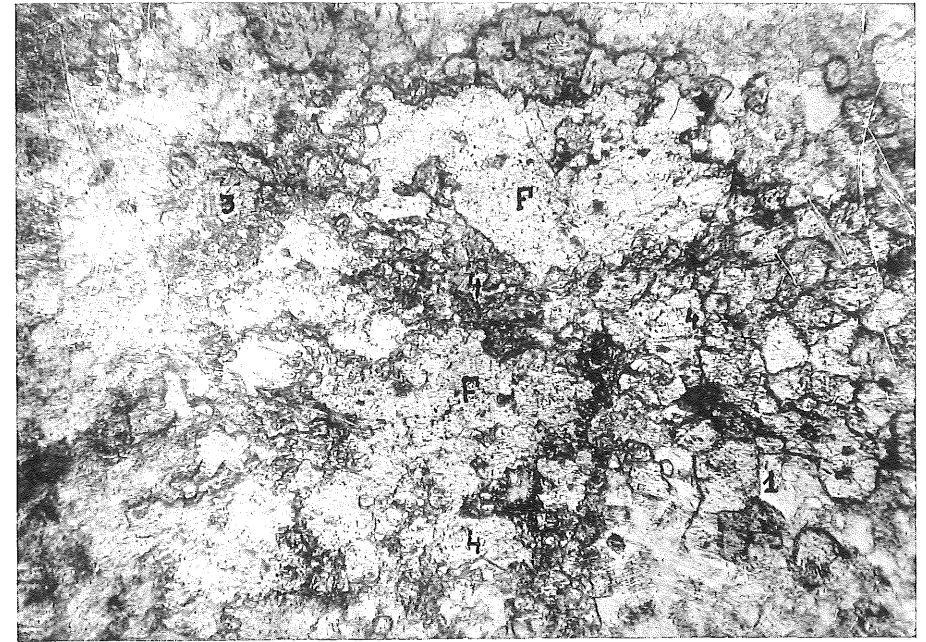
Las rocas son grises o rosadas, y sobre la pasta microaplítica o pegmatítica destacan fenocristales de feldespato, cuarzo y mica. Los cristales de plagioclasa están muy alterados y en vías de caolinización y sericitización; a menudo se transforman en epidota. La biotita tiende a alterarse en clorita y limonita. Raramente presentan horblenda, muy alterada.

Su íntima relación con el magma granodiorítico se evidencia por la gran cantidad de plagioclasa, poca ortosa y gran representación del cuarzo, que establece el paso a los pórfidos diorítico-cuarcíferos.

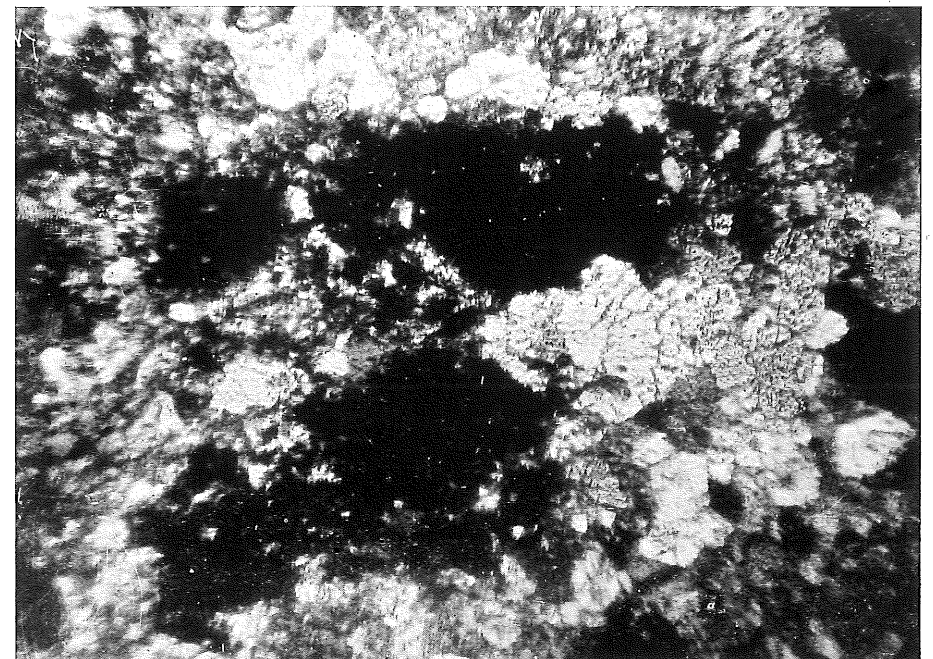
2. PÓRFIDOS DIORÍTICO-CUARCÍFEROS (MICRODIORITAS CUARCÍFERAS.—Estos pórfidos son muy frecuentes en los alrededores de Palamós. En la costa, desde esta localidad hasta La Fosca, forman un dique de unos 1.250 m. de longitud. Su potencia es de pocos metros. Generalmente llevan dirección ENE.-OSO. y son casi verticales, con buzamiento dominante hacia el Sur.

A simple vista se observan numerosos fenocristales de plagioclasa, de color blanco, y cristales de biotita y horblenda, de color negro, escasos, que resaltan sobre la pasta gris azulada.

Al microscopio, la estructura es porfídica holocristalina. Los fenocristales de plagioclasa son bastante idiomorfos, de uno a dos milímetros, y muestran estructura zonar. También hay algunos de cuarzo. Los ferromagnésicos son biotita y horblenda. La pasta es microgranuda o microaplítica, formada por los mismos elementos. Los elementos accesorios son: apatito, rutilo y circón; éste produce inten-



Cornubianita diopsídica del Moli del Vent (Palamós). Luz ord.; 10 diám.; 1, cuarzo; 3, granate; 4, diópsido; F, masa filítica.



La misma roca y preparación entre nicoles cruzados.

sas aureolas pleocroicas en la biotita. La plagioclasa presenta bellas maclas de la albita y de la periclina. El núcleo de los cristales zonares de plagioclasa presenta una extinción media de 23° , que corresponde a un 41 % An, correspondiente a una composición intermedia entre los tipos IV, $Ab_5 An_3$, con 34 % An, y V, $Ab_1 An_1$, con 47 % An. Este porcentaje corresponde a la andesina. La periferia de los cristales es más ácida; el promedio de las extinciones es de 9° , que indica un 26 % An, próximo al tipo III, $Ab_3 An_1$, con 28 % An; es oligoclasa-andesina. Las secciones no zonares muestran un ángulo de extinción simétrico, en las bandas polisintéticas, de unos 18° , que indica un porcentaje en anortita de 36 % An, casi idéntico al del tipo IV, $Ab_5 An_3$, con 34 % An; es oligoclasa-andesina. El anfíbol es hornblenda verde; sus extinciones varían entre 15 y 24° ; hay secciones macladas según h' (100). La mica es biotita parda.

La dirección y buzamiento de los diques están íntimamente relacionados con la dirección general de las grandes fracturas y con la vergencia de los accidentes, pliegues y fallas de la zona recorrida por los diques, siendo por ello paralelos a la dirección general de la Costa Brava.

También aparecen diques de pórfidos diorítico-cuarcíferos en la zona dislocada de Salenys, jalonando una falla transversal dirigida de NNO. a SSE., en el seno del granito. En las proximidades de Romanjá de la Selva, otro dique atraviesa dicha formación y lleva dirección Este-Oeste.

Los diques de pórfidos dioríticos aparecen a veces cruzados por filoncillos de aplitas, pegmatitas y cuarzo, como puede observarse en los alrededores de Palamós, lo cual demuestra que su erupción fué anterior a estos últimos.

C. ROCAS EFUSIVAS

Muchos de los numerosos diques que cruzan las Gabarras y zonas inmediatas de la Costa Brava muestran carácter efusivo; son muy numerosos los diques ácidos de pórfidos cuarcíferos y felsíticos o felsófidos; en cambio, los diques básicos de porfiritas andesíticas son muy escasos. Finalmente, cabe señalar la presencia de basaltos alcalinos en los alrededores de Madremanya, característicos de la región volcánica gerundense y frecuentes en el Bajo Ampurdán, fuera de los límites de la Hoja.

El color claro de los pórfidos cuarcíferos y felsíticos contrasta mucho con el color oscuro de las porfiritas andesíticas y de los basaltos alcalinos. Los primeros muestran gran variedad de colores grises, verdosos y a veces de un bello color rosa o rojizo; los segun-

dos, por el contrario, verdosos, a veces casi negro (porfiritas andesíticas) o negro (basaltos). También los distingue su potencia; la de los pórfidos alcanza de ordinario algunos metros; en cambio, la de las porfiritas es de ordinario muy reducida.

Los diques de pórfidos cuarcíferos y felsíticos, lo mismo que las porfiritas, presentan de ordinario en la región costera la dirección ENE.-OSO., como se observa en Vall-llobrega y San Juan de Palamós, que pasa a veces a NE.-SO. en Calonge, hacia el Oeste, de acuerdo con las grandes líneas de fractura de la región y las líneas directrices de la tectónica. En Salenys, varios diques siguen la dirección NNO.-SSE. o ONO.-ESE., en relación también con las líneas tectónicas. En cambio, el manchón basáltico presenta el rumbo SSE.-NNO., que es la dirección de la gran falla longitudinal de Madremanya, frecuente en las capas eocénicas dislocadas.

La longitud de los diques es variable; los diques de pórfido cuarcífero y felsítico muestran un recorrido de unos tres kilómetros; en cambio, en Vall-llobrega y Montrás forman manchas muy reducidas, por quedar recubiertos por el Cuaternario.

1. PÓRFIDOS CUARCÍFEROS Y FELSÍTICOS.—Estas rocas, representantes de las riolitas actuales, son muy frecuentes en los alrededores de San Juan de Palamós, San Daniel y Calonge, encontrándose también cerca de Montrás; constituyen numerosos diques, sensiblemente paralelos, casi verticales y de poca potencia, por lo general orientados siempre paralelamente a la costa; dominan los de dirección ENE.-OSO. en el borde SE. de la Hoja; esta dirección tuerce al NE.-SO. hacia Calonge. Todos ellos cruzan las formaciones graníticas y sólo uno atraviesa las pizarras metamórficas en los alrededores de San Daniel, frente al Puig de les Forques.

También aparecen diques en el Montnegre, en dirección Este-Oeste, que atraviesan las pizarras silurianas. Los hay también en el Verneda, felsíticos, con dirección ENE.-OSO.

Presentan gran variedad de aspecto y composición, y su estructura es muy diversa. Estos caracteres varían a lo largo de un mismo dique y a veces de un mismo afloramiento. El color es muy variado; los de color blanco se han empleado para fabricar porcelana y obtener cemento blanco; los rojos son frecuentes en los alrededores de San Juan de Palamós; además de estos colores, los hay verdosos, grises, amarillentos. El color de los ejemplares no caracteriza las diversas modalidades de pórfidos, y solamente al microscopio puede lograrse su identificación.

En los pórfidos cuarcíferos se aprecia, a simple vista, su estructura porfídica, destacando sobre la pasta más o menos afanítica, los fenocristales de feldespato y, a veces, los de cuarzo, siempre de reducido tamaño, además de los de mica alterada. Los pobres en fenocristales pasan a pórfidos felsíticos.

Al microscopio, se pueden reconocer microgranitos y granófidios, en el grupo de los pórfidos cuarcíferos propiamente dichos. Los microgranitos tienen pasta holocristalina, microgranuda, de grano finísimo, formada por feldespato alterado, cuarzo y biotita, alterada en clorita. Los granófidios muestran pasta hipocristalina, con placas mirmequíticas y esferulites, además de granos y microlitos, en pequeña cantidad, de feldespato alterado, cuarzo y vidrio en estado alterado. Los pórfidos felsíticos o felsófidios tienen pocos fenocristales y la pasta es riquísima en vidrio alterado. Son menos frecuentes que los cuarcíferos, aunque se pasa de unos a otros con gran frecuencia, como ha observado San Miguel en otras zonas de la Costa Brava.

Los diques citados son cortados frecuentemente por otros de cuarzo, mostrando que son anteriores a éstos.

2. PORFIRITAS ANDESÍTICAS.—Muchos de los diques negros o de color oscuro de la Cadena Costera catalana no son filonjianos, sino francamente efusivos, ya que muestran estructura traquítica y muchos de ellos, quizá la mayor parte, estructura microlítica, de disposición fluidal. Por su composición corresponden a las andesitas. Por eso muchos de los diques de aspecto lamprofidico son en realidad porfiritas andesíticas típicas. Estas rocas no tienen piroxeno.

Se encuentran en La Fosca, Vall-llobrega, alrededores de Calonge, muy alteradas. En Salenys jalonan una línea de fractura en relación con las aguas carbónicas. El dique señalado por Faura y Sans en las minas del Mas Gascons debe ser incluido también en este apartado.

Son rocas de grano finísimo, y su estructura y composición sólo puede deducirse al microscopio. Los fenocristales son de pequeño tamaño y están muy alterados. Los de feldespato deben referirse a la oligoclasa-andesina; sus secciones están caolinizadas y epidotizadas. La biotita y la horblenda están transformadas en clorita. La pasta es microlítica y a veces bastante traquítica, mostrando microlitos de estructura fluidal. Entre ellos hay vidrio alterado.

3. BASALTOS ALCALINOS (TRAQUIDOLERITAS Y BASANITAS NEFELÍNICAS).—Estas rocas afloran únicamente en los alrededores de Madremanya, en relación con las dislocaciones alpinas de esta zona. La erupción se halla emplazada dentro del Eoceno, en la gran línea de fractura que jalona, por el Oeste, el campo de fracturas de Sant Martí Vell. La cruza el camino de Madremanya a Sant Sadurní, cerca de Cant Torrents. También hay abundantes cantos de basalto en Planils, incluidos en las formaciones villafranchenses, y en Caldas de Malavella, en los depósitos análogos.

Las rocas son muy oscuras y compactas; el grano es finísimo. Al alterarse toma color pardusco. En las superficies expuestas a la in-

temperie se aprecian cristales pequeños, verdosos, de olivino, y otros negros de augita. La pasta es negra y raramente escoriácea. Al microscopio, la estructura es microlítica, con fenocristales de dichos elementos; los microlitos deben referirse al labrador. Entre los accesorios, gran cantidad de magnetita. La pasta debe ser nefelínica.

Por sus caracteres mineralógicos y químicos, estos basaltos alcalinos, como los de la región volcánica gerundense, deben entrar en el grupo de las traquidoleritas y basanitas nefelínicas.

Las erupciones de Caldas de Malavella están recubiertas por el Plioceno continental, lo mismo que las de Planils, lo que hace presumir que las primeras erupciones de la región volcánica gerundense tuvieron lugar a mediados del Plioceno, mucho antes de los tiempos cuaternarios. Algunas de las erupciones basálticas del Macizo Central francés se formaron también durante el Villafranquiense.

PROVINCIAS PETROGRÁFICAS

Lo expuesto hasta aquí pone de manifiesto que todas las erupciones citadas pueden agruparse en dos grandes grupos. Las erupciones paleozoicas y alpinas, hasta los plegamientos sávicos, son calco-alcalinas, y por lo tanto forman parte de la familia o provincia petrográfica pacífica. En cambio, desde los plegamientos sávicos hasta hoy, todas las erupciones son alcalino-sódicas, correspondiendo a rocas de la familia o provincia petrográfica atlántica. Esta distribución explica quizá la falta de rocas alcalino-potásicas de la familia mediterránea, como las sienitas y pórfidos sieníticos.

II. ROCAS SEDIMENTARIAS

La gran variedad de terrenos que aparecen en esta Hoja, justifica la extraordinaria variedad de rocas sedimentarias que aparecen en la misma, las cuales han sido ya citadas en el capítulo de ESTRATIGRAFÍA, por lo que no se repiten aquí.

III. ROCAS METAMÓRFICAS

Las intrusiones graníticas de las Gabarras y del sector adyacente de la Costa Brava, han determinado intensas zonas de metamorfismo de contacto, con sus tres aureolas típicas. El metamorfismo afecta a

los diversos tramos del Paleozoico representado en la Hoja, desde el Ordoviciense al Devoniano, y alcanza su mayor desarrollo en el sector meridional de la misma.

Por la acción metamórfica, las pizarras silurianas se transformaron en micacitas y cornubianitas en la zona interna, micacitas más o menos nodulosas en la media, y filitas mosqueadas y satinadas en la externa. Las pizarras cuarzosas ordovicienses y gotlandienses, produjeron cornubianitas cuarcíferas y cuarcitas, según su menor o mayor riqueza en sílice. Las ampelíticas del Gotlandiense, pizarras maclíferas, y las calizas y calcoesquistos de tránsito entre este piso y el Devoniano, mármoles, cornubianitas cálcicas y pizarras de silicatos cálcicos. Gracias a la disharmonía de los pliegues, las capas superiores del Gotlandiense y del Devoniano entran a veces en contacto con el magma granítico, originando incluso rocas de la aureola interna.

A. AUREOLA INTERNA: ZONA DE LAS CORNUBIANITAS

1. PIZARRAS ANDALUCÍTICAS Y QUIASTOLÍTICAS.— Estas rocas quedan limitadas únicamente a la zona del Cap Gros, en donde están representadas las dos aureolas profundas.

Las más metamorfoseadas son las del islote de La Negra, adosado a la playa de La Fosca. Su color es agrisado, oscuro; la estructura es granoblástica, heteroblástica. Se observan numerosos porfidoblastos de quiastolita, a menudo alterados en damurita, que destacan sobre una base granoblástica integrada por cuarzo, dominante, moscovita y, accesoriamente, piritita limonitizada y granos de carbón.

Las pizarras maclíferas propiamente dichas aparecen bien caracterizadas en el Cap Gros, así en su borde Norte como al Sur del mismo, en Cala Margarida. También se las encuentra en varios pequeños afloramientos del llano de Vall-llobrega, especialmente en el Puig d'en Perals, junto a San Juan de Palamós, y en los alrededores de La Fosca.

Todas ellas son muy oscuras, negras, apreciándose gran número de porfidoblastos de quiastolita; a veces, se vuelven claras y toman color ceniciento, con nódulos micáceos. Al microscopio, los porfidoblastos de quiastolita resaltan sobre una base granoblástica de cuarzo, con láminas de mica, biotita y moscovita, a veces algo de turmalina; los abundantísimos granos de carbón dan color negro a la roca, junto con otros muchos de magnetita. Las pizarras quiastolíticas de color gris claro, observadas al microscopio, muestran estructura análoga, pero los granos de carbón son menos numerosos y la mica está bastante cloritizada. Los nódulos ovales son ricos en mica y clorita.

En Cala Margarida, junto con las pizarras maclíferas, se encuentran pizarras ampefíticas poco metamorfoseadas, pero de aspecto y composición análoga a aquéllas. Al microscopio revelan su estructura granohomoblástica de grano fino, integrada por los elementos citados; los porfiroblastos de quiaztolita son pequeños y raros. Hay láminas de moscovita y cristales diminutos de turmalina. La biotita es escasa; hay además limonita.

2. MÁRMOLES O CORNUBIANITAS CÁLCICAS.—En las proximidades de Palamós (Cap Gros, Puig del Molí del Vent o Molí Vell) aparecen rocas cornubianíticas cálcicas, casi mármoles, íntimamente relacionadas e interestratificadas con cornubianitas de silicatos cálcicos y ferromagnésicos. Las del Cap Gros han sido estudiadas por San Miguel de la Cámara (68). Son de color gris claro, con aspecto de mármol sucio, por los elementos metamórficos en que se transforman los productos arcillosos que debían contener las calizas primitivas. La estructura es granohomoblástica, sacaroidea, formada por granos de diverso tamaño de calcita. Acompañan granos de granate, epidota, diópsido, vesubiana o idocrasa. En ocasiones hay algunos granos de feldespato, cuarzo y turmalina.

3. CORNUBIANITAS DE SILICATOS CÁLCICOS Y FERROMAGNÉSICOS.—Estas rocas forman un grupo interesantísimo. Se las encuentra en el Cap Gros, Puig del Molí del Vent y Puig Rodó. Son muy variadas, existiendo granatitas, vesubianitas, eclogitas (granatitas diopsídicas) diopsiditas, epidotitas y prehnititas.

a) Las granatitas del Cap Gros y de la cima del cerro del Molí del Vent son de aspecto granudo y de colores variados; grises si contienen mucha calcita; rosadas o rojizas, por el granate; de color chocolate, por la vesubiana; verde claro, por la clorita o el diópsido; verde oscuro, por la epidota, y blanco mate, por la prehnita. Estos elementos dan lugar a otras tantas variedades que llevan como calificativo el nombre del mineral que acompaña al granate. Algunas contienen onfacita y zoisita. No faltan granos de cuarzo. La titanita se presenta a veces, y también completan la estructura de la roca la magnetita y el rutilo.

Todos estos elementos se asocian en las formas más caprichosas, en estructuras homoblásticas y heteroblásticas, de granos de diverso tamaño. En la misma roca se aprecian frecuentemente bandas, zonas o bolsadas de diversa estructura y composición.

b) *Vesubianitas*.—Muchas de las rocas que parecen granatitas, al ser estudiadas al microscopio, resultan ser vesubianitas, por la presencia de gran cantidad de idocrasa, que comunica un color pardusco chocolate a la roca. También hay granatitas vesubianíticas que establecen el tránsito a las vesubianitas típicas.

c) *Eclogitas* (granatitas diopsídicas).—Las granatitas del Molí

Vell pasan a eclogitas por estar formadas esencialmente por granate y diópsido, además de una base feldespática alterada, sausuritizada, que contiene diópsido, granate, idocrasa, epidota y titanita; también hay cuarzo. Su color es gris verdoso a amarillento.

d) *Diopsiditas*.—Son muy frecuentes en el Puig del Molí del Vent, Cap Gros y Puig Rodó, próximo al curso del Molí del Vent. Son de color verde o gris claro, verdoso-amarillento. Su aspecto es el de una cornubianita de grano muy fino. Tienen estructura filítico-granoblástica, de granos muy diminutos de diópsido, abundante, con granos de epidota, titanita, rutilo, turmalina y granate. La masa, de aspecto filítico o de sausurita, tiene la disposición de un agregado granular feldespático. También hay base isótropa.

f) *Prehnititas*.—En el seno de las rocas anteriores hay nódulos de color blanco mate, lácteo. Al microscopio se presentan incoloros, con estructura esferulítica, y fibras asociadas radialmente en forma de abanico. Así son las prehnititas de Puig Rodó y del Cap Gros.

e) *Epidotitas*.—Otras rocas de este tipo son tan ricas en epidota que pueden darse como epidotitas, asociadas a los elementos y localidades anteriormente citados.

g) *Leptinolititas complejas*.—Todas estas rocas se asocian y forman masas complejas, alternantes a veces en bandas de pocos centímetros, de color variado, constituyendo a menudo verdaderas leptinolititas complejas, de granate, piroxeno, anfíbol, epidota y feldespato. Proceden sobre todo del metamorfismo de los calcoesquistos del Downton, interestratificados con pizarras y ampelitas.

B. AUREOLA MEDIA: ZONA DE LAS MICACITAS Y CORNUBIANITAS CUARZO-MICÁCEAS

1. *MICACITAS ORDINARIAS*.—La aureola media aparece muy desarrollada en las Gabarras y zona adyacente de la Costa Brava, por su riqueza en micacitas. Estas rocas abundan en cuarzo, biotita o moscovita, minerales acompañados de magnetita y algo de circón, rutilo y turmalina. Estos elementos están asociados en estructura granolepidoblástica, que hace brillar la mica en la superficie de esquistosidad. En sección transversal son mates y parecen cornubianitas. En Can Bragué, en los alrededores de Calonge, las micacitas presentan algunas fajas filítico-feldespáticas sericitizadas. Probablemente son análogas a las rocas que Faura y Sans considera como néisicas, lo mismo que en Vall-llobrega, Calonge y en la carretera de La Ganga; pero en realidad no se trata de verdaderos neis.

2. *MICACITAS NODULOSAS*.—Muchas de las micacitas contienen

nódulos y entran en el grupo de las micacitas nodulosas. La estructura de estas rocas es análoga a la de las anteriores micacitas, pero sobre la base grano-lepidoblástica resaltan nódulos, de composición variada y compleja, tanto más cristalinos cuanto más próxima está la roca a la intrusión granítica. Estos nódulos dan carácter porfidoblástico a la roca. A este grupo debe corresponder la «micacita andalucítica» descrita por Faura como procedente de Vall-llobrega, que es una micacita con nódulos de estauroilita y andalucita.

En La Ganga hay micacitas nodulosas otrelíticas y con grandes nódulos de estauroilita. Al microscopio, los porfidoblastos están bastante alterados y recuerdan los de otreilita; destacan sobre una masa lepidoblástica de moscovita, compenetrada con otra masa granoblástica de cuarzo; hay bastante turmalina biotítica y algo de magnetita. La presencia de otreilita indica la proximidad de esta roca a la aureola externa.

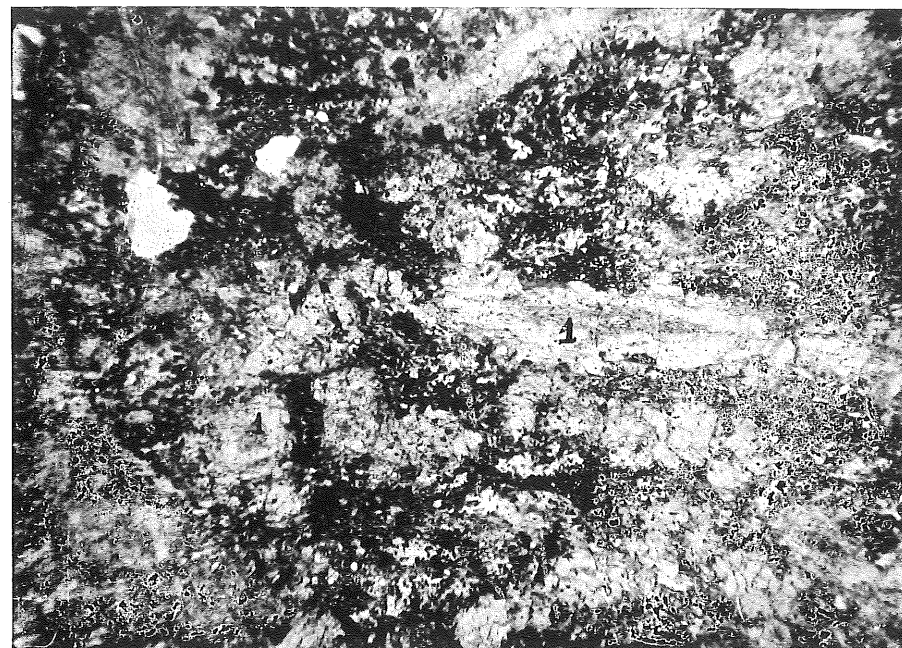
Algunas de las pizarras nodulosas son ricas en sericita, que también acusa la proximidad a dicha zona.

En el Cap Gros y algunos otros sitios se encuentran pizarras nodulosas de intenso color rojizo, por la gran cantidad de láminas de oligisto que contienen, y que dan lugar a verdaderas pizarras nodulosas hematíticas o itabiritas.

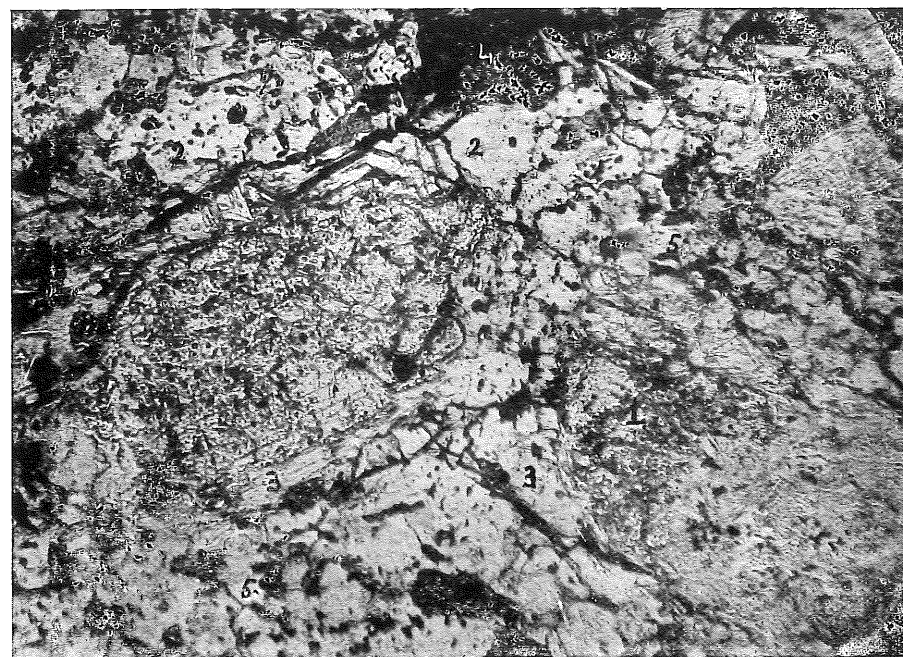
3. CORNUBIANITAS MICÁCEAS Y CUARCÍFERAS.—A medida que las pizarras se aproximan a la intrusión granítica, adquieren estructura cornubianítica, y los nódulos se aprecian más difícilmente. Estas rocas son muy frecuentes y puede decirse que son las dominantes en las Gabarras y Costa Brava, en las zonas inmediatas al granito. Proceden del metamorfismo de las pizarras silurianas.

En los alrededores de Palamós, en la Cala de Can Ciribic, y en los escollos de Cala Margarida y en Cap Gros, aparecen cornubianitas cuarzo-micáceas. Son rocas de grano muy fino. Algunas tienden a pasar a micacitas cornubianíticas por su menor abundancia en cuarzo. La estructura es granoblástica; los granos de cuarzo predominan; algunos son de feldespatos alterados. Les acompañan láminas de biotita, cloritizada en parte, y moscovita. Los elementos accesorios son: circón, rutilo, magnetita y pirita limonitizada; a veces, hay turmalina.

Mucho más frecuentes que las cornubianitas cuarzo-micáceas, son las variedades de cornubianitas cuarcíferas relacionadas con las anteriores. Por su aspecto pueden tomarse como cuarcitas, y lo mismo por el color y la forma de romperse. Pero cuando están intercaladas entre las rocas de la zona media pierden este carácter por ser muy cristalinas, mientras en la zona externa pasan a verdaderas cuarcitas.



Pizarra maclífera del lado NE. de La Fosca (Palamós). Luz ord. 10 diám.; 1, quias-tolita; 2, biotita; 3, pasta de cuarzo, biotita y carbón.



Pizarra maclífera del Cap Gros (Palamós). Luz ord.; 10 diám.; 1, quias-tolita; 2, cuarzo; 3, moscovita; 4, magnetita; 5, granate.

C. AUREOLA EXTERNA: ZONA DE LAS FILITAS

1. **FILITAS NODULOSAS Y MOSQUEADAS.**—En la aureola externa, las pizarras arcillosas pasan a filitas nodulosas satinadas o pizarras sericíticas nodulosas, que presentan notable desarrollo en las Gabarras. La cristalinidad es mucho menor que en las micacitas nodulosas. La composición y estructura es semejante, pero la mica dominante es la sericita. Los nódulos presentan composición variada, son redondeados y destacan por su color oscuro. Frecuentemente se presentan rizadas como en La Ganga y Llofriú, y a menudo replegadas, con aspecto muy característico.

Cuando los nódulos tienden a ser irregulares, pero bien delimitados, dan lugar a las pizarras mosqueadas; estas filitas son muchísimo menos micáceas que las anteriores y poco cristalinas. Los nódulos están formados solamente por concentraciones de partículas de diversos elementos.

2. **FILITAS SATINADAS.**—Adquieren gran desarrollo en la mayor parte de las Gabarras, en las zonas más alejadas de las intrusiones graníticas.

Las superficies aparecen satinadas por la sericita, y apenas sin manchas, que a lo sumo son simples concentraciones ferruginosas o carbonosas. A pesar de su poca cristalinidad, no tienen vestigios fósiles que faciliten el reconocimiento de su edad geológica. Como las anteriores, se presentan rizadas y replegadas.

3. **CUARCITAS.**—Las acciones metamórficas, en la aureola externa, sobre las areniscas, produjeron frecuentes bandas y bolsadas de cuarcita en el seno de las formaciones paleozoicas poco metamorfoseadas.

EDAD DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS

Respecto a la edad de las rocas metamórficas, únicamente puede decirse que es herciniana, pues la acción metamórfica se produjo a consecuencia de las erupciones granodioríticas post-tectónicas. Por comparación con las regiones próximas, en que se han conservado los depósitos carboníferos, es probable que el plegamiento herciniano sea de edad astúrica.

VIII

PALEONTOLOGÍA

La Hoja de Gerona es relativamente pobre en yacimientos fosilíferos, siendo únicamente de señalar los enclavados en las formaciones eocénicas, pliocénicas y cuaternarias, especialmente las primeras.

Paleozoico

El Siluriano no ha proporcionado hasta ahora un solo fósil. En los calcoesquistos de tránsito del Gotlandiense al Devoniano son frecuentes los artejos de *Encrinus*, en Montnegre, Can Lliure (Gerona) y Madremanya.

Eoceno

Es el terreno paleontológicamente mejor representado en la Hoja.

1. Eoceno inferior

En las margas rojas de la base del Eoceno, Vidal (79, 80) encontró el gasterópodo de agua dulce *Bulimus gerundensis* Vid., de amplia di-

fusión en Cataluña. En la zona comprendida dentro de la Hoja se ha encontrado en Sant Daniel y en Palol de Onyar, Masia del Pi.

2. Eoceno medio

A) CALIZAS LUTECIENSES.—Son muy abundantes en alveolinas en la base y en nummulites de gran talla en el resto de la formación. Se han reconocido las siguientes formas de foraminíferos:

Nummulites aturicus v. *obesa* Joly et Leym, en Montjuïc de Gerona (Doncieux, 10).

Nummulites roualli (= *N. perforatus*) d'Arch. et Haime, Gerona, calizas del nivel medio (3); Montolívi de Gerona y Montjuïc (Faura-Canu, 10, 80); Madremanya, Can Torró de Fonteta, Can Babiá de Madremanya (72), Sant Daniel y Palol de Onyar (Museo Martorell), Sant Pons de Fontajau.

Nummulites laevigatus Brug. En la base de las calizas de Gerona, junto con *Alveolina elongata* (3), Montolívi y Montjuïc (Faura y Canu, 10).

Nummulites brongiarti d'Arch., en Gerona (3), Montolívi y Montjuïc (10), Sant Pons de Fontajau.

Nummulites brongiarti v. *sismondai* d'Arch., en Gerona (Bieda, 10).
Nummulites lucassi Defr., Gerona (80), Can Torró de Fonteta y Madremanya (72), Puig de la Bateria y Palol de Onyar (Museo Martorell).

Alveolina elongata d'Orb., en Gerona (3).

Alveolina sp., en Torre de San Luis de Montjuïc (Faura y Canu, 10), Can Torró de Fonteta (72).

También hay algunos equínidos:

Porocidaris schmideli Münst, en Palol de Onyar (Museo Martorell).

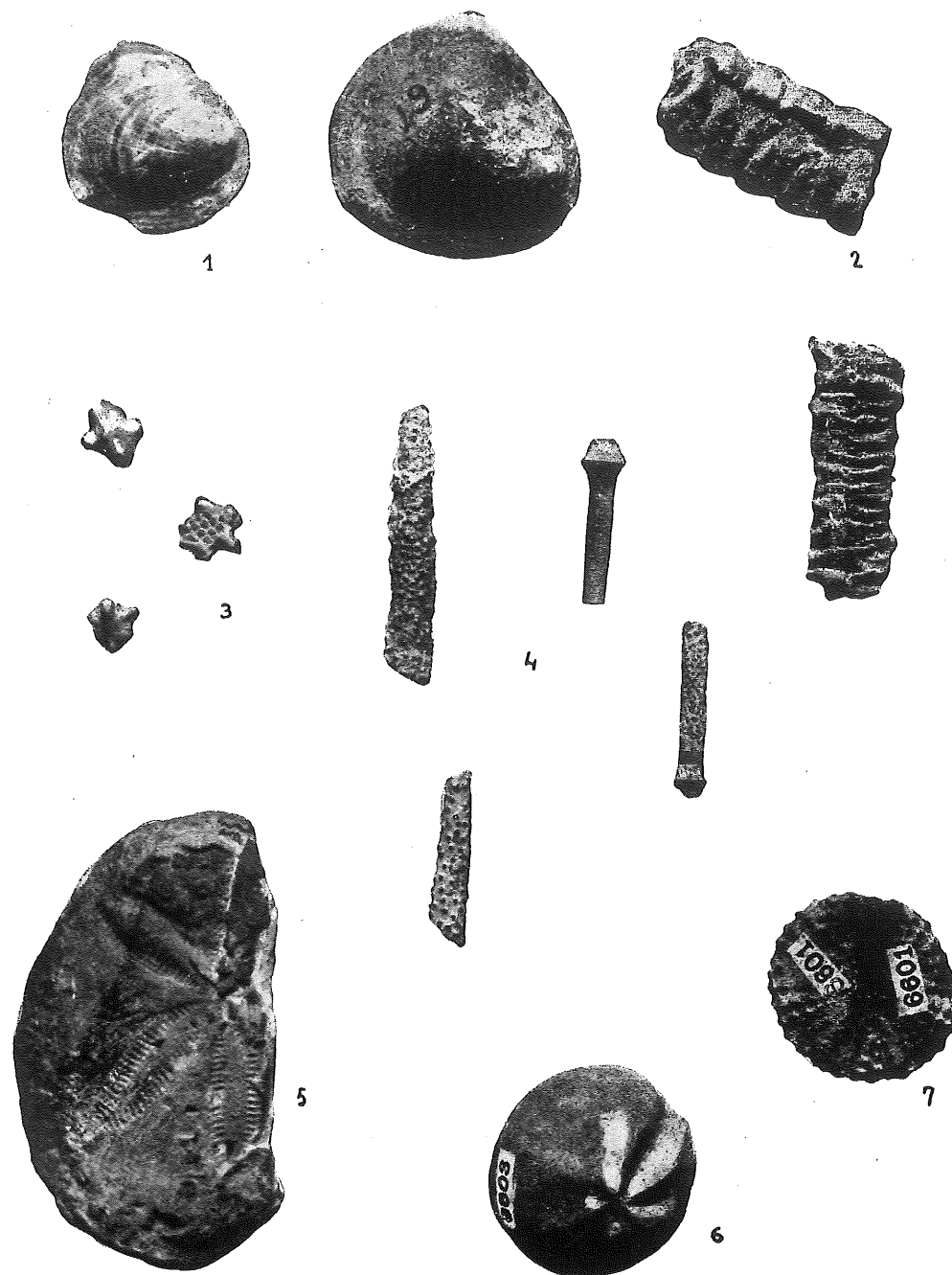
Sismondia sp., Palol de Onyar (Museo Martorell).

Eupatagus ornatus Ag., Palol de Onyar (Museo Martorell).

Cidaris taramelli Cott., Montjuïc (Museo Martorell).

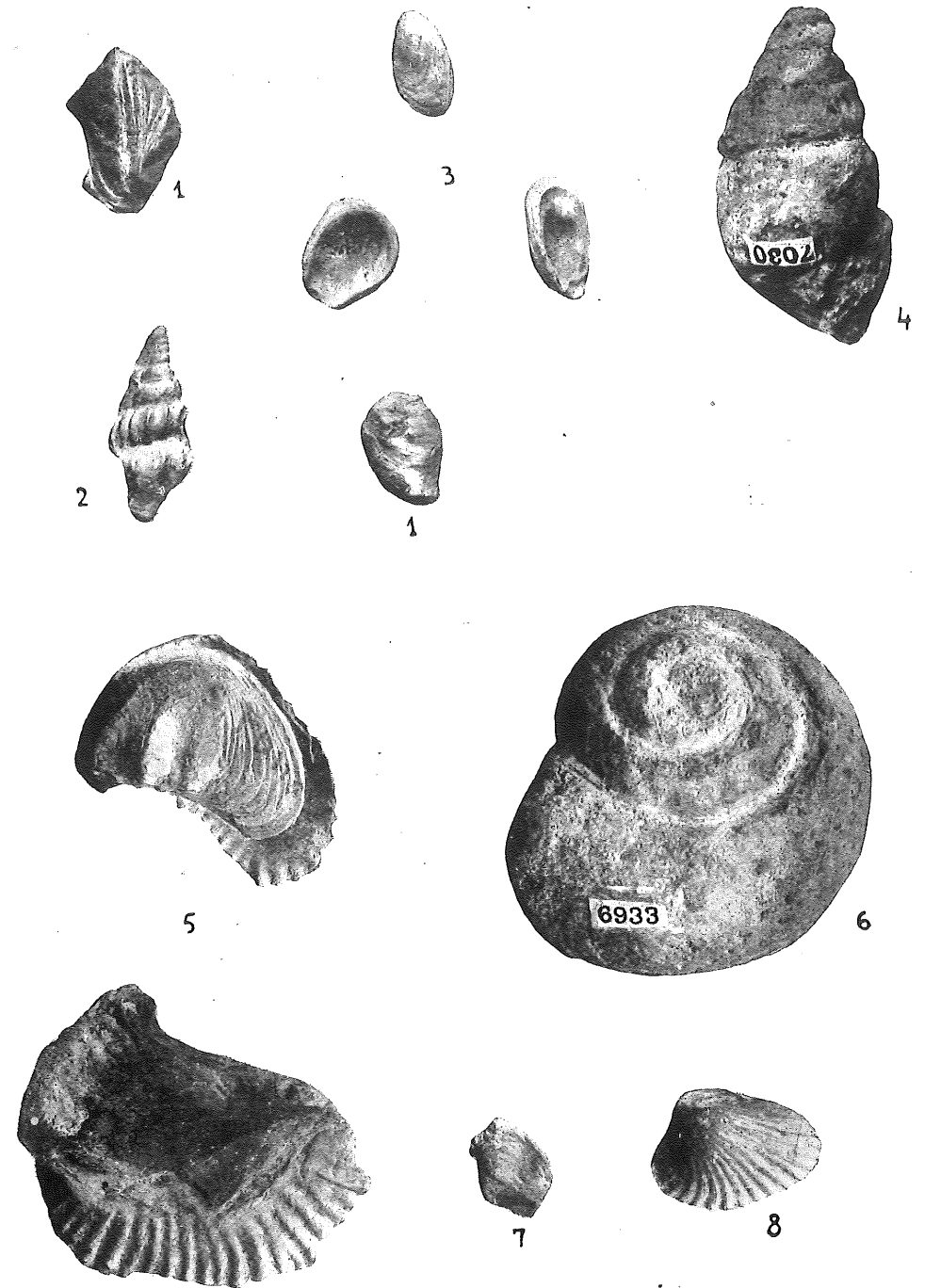
Hemiaster pellati Cott.

También de Palol de Onyar existen en el Museo Martorell una nutrida representación de moluscos, cuyo yacimiento no hemos sabido localizar, pero que indudablemente tiene que proceder de las calizas o de los primeros niveles margosos a ellas inmediatas, únicos que afloran en la localidad. Las especies, la mayoría en estado de moldes, son:



FÓSILES EOCÉNICOS

1, *Natica (Velates) conoidea*, Palol de Onyar.—2, *Fistulana chiae* Vid., Sant Pons.—3, *Calliderma atagensis* Val., Sant Pons.—4, *Cidaris taramelli* Cott., Sant Pons.—5, *Eupatagus ornatus* Ag., Sant Pons.—6, *Hemiaster pellati* Cott., Sant Pons.—7, *Coelopleurus equis* Ag., Sant Pons.—Ejemplares del Museo Martorell, de Barcelona.



FÓSILES EOCÉNICOS

1, *Ostraea heteroclita* Desh., Sant Pons.—2, *Rostellaria (Rinella) fisurella* Lk., Sant Pons.—3, *Ostraea brongniarti* Desh., Sant Pons.—4, *Bulimus gerundensis* Vid., Sant Daniel.—5, *Ostraea multicostata* Lk., Sant Pons.—6, *Natica cepacea* Lk., Palol de Onyar.—7, *Vulsella falcata* Munst., Sant Pons.—8, *Cardita vignesneli* d'Arch., Sant Pons.—Ejemplares del Museo Martorell, de Barcelona.

Spondylus sp.
Pecten sp.
Cardium sp.
Nerita (Velates) conoidsa.
Natica cepacea.
Natica sp.
Natica (Ampullina) sp.
Faunus sp.
Cerithium sp.
Terebellum sp.
Voluta sp.
Velates schmideli, canteras de Gerona.
Cypraeovula, canteras de Gerona.

Y en Montjuïc y canteras de Gerona:

Cardium sp., Montjuïc.
Natica sp., Montjuïc.

En las canteras de Montjuïc encontró Faura (39) un quelónido muy bien conservado:

Thalassochelys caretta L.

Se han encontrado también algunos coralarios y dientes de peces. Estas calizas deben representar el Luteciense inferior a medio.

B) MARGAS AZULES DE GERONA Y ARENISCAS AMARILLENAS DEL AMPURDÁN (LUTECIENSE MEDIO A SUPERIOR).—Estos niveles, sincrónicos a pesar de su diferencia de facies, contienen:

Operculina ammonica Leym., Sant Pons de Fontajau (Museo Martorell).
Nummulites atacicus Leym., Sant Pons de Fontajau (Museo Martorell).
Nummulites brongiarti d'Arch., Sant Sadurní (3).
Nummulites perforatus d'Orb., Sant Sadurní (3).
Nummulites guettardi d'Arch. et Haime., Sant Sadurní (3).
Actinocyclina sp., Sant Sadurní (3).

Los equinodermos son muy abundantes en el rico yacimiento de Sant Pons de Fontajau, al Sur del cerro cota 95, situado al Noroeste de Gerona:

Calliderma atagensis Valette.
Cidaris taramelli Cott.
Coelopleurus equis Ag.
Hemiaster pellati Cott.
Eupatagus ornatus Ag.

Y del mismo yacimiento son numerosos los moluscos, briozoos, crustáceos, oolitos y políperos. De este nivel proceden algunos de los fósiles del Museo Martorell, que llevan simplemente la designación de Gerona, y los de Sant Pons de Fontajau, en la orilla izquierda del Ter.

Ostraea brongiarti Bronn., Sant Pons.
Ostraea multicosata Desh., canteras de Gerona, Gerona, Sant Pons.
Ostraea heteroclitia Defr., Sant Pons.
Spondylus sp., Gerona.
Cardium sp., Gerona.
Natica cepacea, Gerona.
Natica sp., Gerona.
Cipraevula sp., Gerona.
Vulsella falcata Müntz., Sant Pons.
Mytilus sp., Sant Pons,
Cardita vignesneli d'Arch., Sant Pons.
Cardita sp., Sant Pons.
Lucina sp., Sant Pons.
Cardium sp., Sant Pons.
Venus sp., Sant Pons.
Tellina sp., Sant Pons.
Mactra sp., Sant Pons.
Fistulana chiae Vid., Sant Pons.
Terebellum sp., Sant Pons.
Rostellaria (Rimella) fsurella Lanik., Sant Pons.
Rostellaria (Rimella) sp., Sant Pons.
Conus sp., Sant Pons.
Conorbis sp., Sant Pons.
Serpula spirulea, Can Saló de Madremanya.
Neptunus hungaricus Lörenthey, entre Sant Pons y Sarriá de Ter, Regentós (Can Patotxes).
Pagurus nov. sp. Vía, entre Sant Pons y Sarriá de Ter.
Typilobus nov. sp. Vía, cerca de Sant Juliá de Ramis.

Estas margas azules de Gerona, lo mismo que las areniscas margosas amarillentas del Ampurdán, deben representar el Luteciense medio a superior, en sus límites con el Priaboniense.

Plioceno

Únicamente hemos localizado el yacimiento de Can Quintana, al Norte de Palau Sacosta. De este yacimiento, bastante rico y muy interesante, cita Vidal (80):

Clausilia sp., especie de gran tamaño.
Cyclostoma sp.
Helix sp.
Testacella sp.
Planorbis sp.

Cazurro (21, pág. 23) añade, además:

Cyclostoma ferrugineum.
Helix sp.
Clausilia (Tryptichia) maxima.

y fragmentos de huesos de mamíferos y restos de bóvido en los aluviones superiores.

Haas y Bofill (*) citan:

Ericia sulcata Drap.

Almera (2) identificó la *Clausilia* de esta localidad, que sin duda corresponde a las citas de Vidal y Cazurro, como:

Tryptichia sinistrorsa Marc. de Serr. var. *chiae* Alm. et Bof.

Llopis y Solé ampliaron las citas anteriores con la lista de los fósiles que se encuentran en el Museo Martorell, de Barcelona. Las especies que figuran en él, procedentes de dicha localidad, son:

Limnaea ovata Drap.
Limnaea canalis Villa.
Limnaea sp.
Cyclostoma elegans Müll.
Cyclostoma elegans Müll. var. *ferrugineum*.
Testacella bruntoniana Marc. de Serr.
Testacella halitoides ? Ter.
Helix (Helicella) cellaria Müll.
Helix acosmia Bourg.
Helix sp.
 Semilla.

Muchas de estas formas son frecuentes en el Plioceno medio lacustre del valle del Ródano (La Bresse), con las cuales sería muy interesante su comparación y revisión.

(*) «Estudi sobre la malacologia de les valls pirinenques, Conques del Besós, Ter, Fluviá, Muga i litorals intermitges». — Publ. Mus. Cienc. Nat. Barcelona, vol. III, ser. zoológ., n.º XIV, pp. 1.012-1.017. Barcelona, 1921.

Cuaternario

Aparte de algunos hallazgos esporádicos en Sant Pons de Fontajau y Fontclara, el yacimiento cuaternario más interesante es el de Caldas de Malavella, en donde son numerosos los mamíferos reconocidos en las arcillas que arman debajo de los travertinos, y en las que son abundantísimos los fragmentos de huesos, especialmente en el cerro de Can Pol, a escasa distancia de los límites de la Hoja. En el sector abarcado por ésta únicamente se ha localizado el yacimiento de La Mina, donde manan las aguas de los balnearios Soler y Prats, y en donde fueron hallados, al hacer las obras a las que en otro capítulo se ha hecho alusión, las siguientes formas que cita Llopis Lladó:

Equus caballus L.
Bos taurus L.
Rhinoceros sp.

De Sant Pons de Fontajau (Gerona) existe en el Museo Martorell una pieza de

Equus caballus L.

y en Fontclara hay un travertino muy duro con abundantes restos de huesos de mamíferos indeterminables.

Cerca de Pedret (Gerona), en la trinchera del ferrocarril y poco después de la fábrica de cemento «Bou d'Orb», cita Cazorro (21, p. 39) un diente de *Hippopotamus* encontrado en los aluviones altos.



FÓSILES PLIOCÉNICOS

1, *Limnaea ovata* Drap.—2, *Helix* sp.—3, *Helix* sp.—4, *Helix acosmia* Bourg.,
5, *Testacella bruntoniana* Marc. de Serr.—6, *Cyclostoma elegans* Müll. 7, *Tryp-
tichia sinistrorsa* var. *chiaae* Alm. et Bof.—8, *Limnaea canalis* Villa.—9, *Helix
cellaria* Müll.—Ejemplares del Museo Martorell, de Barcelona.

MINERALES, MINAS Y CANTERAS

La región comprendida en la Hoja n.º 334 no es rica en minerales útiles.

Aparte de algunos hallazgos, que por su escasez únicamente tienen valor mineralógico, tan sólo se explotan actualmente las arcillas terciarias y cuaternarias de las depresiones del Ampurdán y de la Selva, para la fabricación de baldosas, ladrillos y cacharrería, y las calizas numulíticas de Gerona, como piedra ornamental de construcción.

Hace algunos años se explotaron los filones de galena y barita de los alrededores de Palafrugell, pero estas labores están hoy abandonadas.

El inventario de los minerales encontrados en la región es el siguiente:

HIERRO.—En el meteorito encontrado por el Sr. Cazorro en febrero de 1899, en el Valle de la Pólvora, dos kilómetros al Este de Gerona. Dió cuenta del hallazgo al Sr. Bolívar (12) y, posteriormente, fué estudiado por los Sres. Calderón y Rodríguez Moruelo (13), resumiendo y ampliando los datos conocidos el Sr. Faura y Sans, en sus catálogos sobre los meteoritos españoles (42, 43). El análisis del Sr. Rodríguez Moruelo acusa la siguiente composición:

Sílice	54,99
Magnesia	24,02
Alúmina	0,43
Cal	3,08
Potasa	0,32
Sosa	indicios
Hierro	10,73
Níquel y cobalto	1,34
Azufre	1,87
TOTAL	99,78

Densidad: 2,74 a 3,12.

Es un meteorito condrítico con piroxeno rómbico, olivino, hierro, níquel y maskelinita. Un ejemplar de 53,7 gr. en la colección Cazurro; otro de 8,440 gr. en el Museo de Viena; otro de un gramo en la colección Henry A. Ward, de Chicago; y otro de 82 gr. en el Museo de Ciencias Naturales de Madrid; este último ejemplar pesaba 148,3 gr. antes de separar las esquirlas empleadas para su estudio.

DISCRASITA.—Este sulfuro de plata se ha encontrado en pequeña cantidad en los filones de cuarzo que asoman en el granito de Caldas de Malavella (15 y 75).

CUARZO.—Forma filones frecuentes en el granito y en las pizarras paleozoicas. En esta forma se encuentra en Caldas de Malavella, La Creueta, Sant Pol, Montnegre; en esta última localidad, en diques de varios metros de anchura.

JASPE.—Tomás (75) cita en Caldas de Malavella un filón de 40 centímetros de anchura, en el que se observa el paso de la arcilla a jaspe; fué explotado para la fabricación de cristal.

ÓPALO.—De variedad blanca, aporcelanada, denominada «cacholong» por los autores franceses. Se encuentra muy abundante en filoncillos hasta de 20-30 cm. de anchura en las diaclasas del Puig de les Moleres, en Caldas de Malavella (75).

También se ha encontrado ópalo leñoso o xilópalo, en la misma localidad (75).

MENILITA.—Esta variedad de ópalo se encuentra en nódulos de formas caprichosas llamadas «ninots», en el cerro de este nombre que se halla al Sur de Caldas de Malavella, rozando con el borde SO. de la Hoja (75).

OLIGISTO.—En la montaña de Sant Miquel, al NE. de Gerona y en Pals, asociado a la limonita (75).

PIROLUSITA.—En las minas de galeña de Palafrugell, según Ribas Mateos (46).

MAGNETITA.—Asociado a un filón metalífero, con granatita y horblenda en el llamado Molí del Vent, cerca de Palamós (46 y 75).

LIMONITA.—Se encuentra en el Paleozoico de la Sierra de Sant Miquel, al Este de Gerona. En los mármoles y calizas cavernosas devonianas de Palamós y Montnegre. En Caldas de Malavella, en los depósitos lacustres, como producto de descomposición del basalto. En los depósitos lacustres de Pals, formando riñones de óxido de hierro en capas areniscosas intercaladas con arcillas.

CERUSITA.—En los criaderos de plomo de Palafrugell, Montrás y Vall-llobrega (46 y 75).

MALAQUITA.—En Palamós, en el granito (46 y 75).

CALCITA.—Espática y transparente, en las calizas numulíticas de Montjuïc (Gerona).

ANGLESITA.—En Palamós, según ejemplar de la colección Serradell, procedente probablemente del filón plumbífero de Vall-llobrega (46 y 75).

BARITINA.—En los filones metalíferos de la región de Palafrugell (mina «Carmen») y Vall-llobrega (46 y 75).

HORBLENDA.—En un filón metalífero de Palafrugell (46).

SEPIOLITA.—En capitas delgadas recubriendo el ópalo filoniano de Caldas de Malavella (75).

GALENA.—Al Oeste de Palafrugell y Vall-llobrega y en los términos de Montrás y Llofríu, existen diversos filones metalíferos arrumbados generalmente de Este a Oeste, en la zona metamórfica de contacto o en relación con diques eruptivos. Estos filones son principalmente de galena y algo de óxido de hierro, con barita y cuarzo como ganga. Fueron explotados en diversas ocasiones, pero actualmente están paradas las obras.

Según Faura y Sans (46), en Palafrugell existen tres minas de hierro. En Montrás, nueve minas con hierro y plomo, otras siete en Palamós, con los mismos minerales, y otra en Vall-llobrega, también de hierro.

Las pertenencias denunciadas en Palafrugell corresponden a un largo filón de más de dos kilómetros de longitud, dirigido de Este a

Oeste, con ancho que varía de 0,30 a 0,80 metros, muy abundante en baritina, con concreciones de galena, a razón de un promedio de 0,20 metros de anchura. En la zona occidental de la población, en el paraje conocido por Cap del Gall, hay un filón de barita con galena y cerusita, orientado también E. a O., el cual arma en el granito; su ley es de 75 % de plomo y 0,06 % de plata.

En la zona de Montrás, la única mina importante es la llamada «Carmen», cuyo pozo maestro tiene 80 metros. Esta mina explotó un filón de un metro de potencia de galena con cuarzo, baritina y algo de cerusita. El filón está arrumbado de Este a Oeste, buzando al Sur. En 1882, según Vidal, se extrajeron 40 toneladas de galena; según datos de Faura, la producción de la mina «Pepita», de Montrás, fué de 750.000 kilogramos; en la mina «Carmen», de la misma localidad, aproximadamente la mitad de la anterior, y en la mina «María», de Palafrugell, 27 toneladas. La ley de estas galenas es del 70 al 83 % y fueron utilizadas en gran parte para el barnizado de alfarería en Cardedeu y Breda.

En Llofriu existe otro filón de baritina y galena orientado al NO.-SE., de 0,30 metros de espesor, asociado a un dique porfídico, el cual explotó la mina «Ana María», y otro filón de 0,25 metros en la mina «María». De esta última, el análisis de una muestra, dado por Faura, es el siguiente:

Densidad	7,1
Plomo	80,50 %
Azufre	12,85 %
Residuo fijo	3,50 %
Plata, por tonelada de mineral	480 gr.

Y en un filón, a 30 metros de profundidad, entre la mina «María» y la «Ampliación a la Carmen», también en término de Llofriu, dió el siguiente resultado:

Densidad	6,9
Plomo	74,6 %
Residuo fijo	3,3 %
Plata, por tonelada de mineral	400 gr.

Minerales petrográficos

En las rocas metamórficas y eruptivas se encuentran numerosos minerales, especialmente silicatos, que han sido ya mencionados en el capítulo de Petrografía: cuarzo, albita, oligoclasa, labrador y ortosa, entre el grupo de los leucocratas, y biotita, moscovita, augita, olivino, andalucita, otrelita, magnetita, apatito, turmalina, granate,

pirita limonitizada, quiastolita, clorita, horblenda, vesubiana, leucoxeno, esfena, ilmenita y epidota, entre los melanocratas.

Rocas

En cuanto a las rocas utilizadas, únicamente tienen importancia el granito y la caliza, como materiales de construcción, y las arcillas para la fabricación de tejas, ladrillos, etcétera.

GRANITO.—Como suele estar muy alterado, es preciso abrir canteras bastante profundas para encontrar roca fresca. Se explota en pequeña escala, para usos locales, en Cassá de la Selva, en Palamós, etcétera.

CALIZA.—Las calizas numulíticas lutecienses de Gerona han sido utilizadas desde antiguo como piedra de construcción. La catedral de la ciudad está construída en su mayor parte por esta clase de roca. Cuando es margoso-arenosa se altera con facilidad con el tiempo, tal como se observa en la fachada de la propia catedral. Para usos locales se explotan en Madremanya y Sant Sadurní.

Por su facilidad en obtener largas piezas delgadas, se encuentran finas columnillas de calizas de Gerona en los principales monumentos de Cataluña (Universidad de Barcelona, Monasterio de Santes Creus, Palacio del Rey Martín, en Poblet, etcétera).

La variedad margosa se utiliza para la obtención de cal hidráulica. Existen explotaciones de este tipo en Sant Daniel, Montjuïc, canteras de Gerona, etc. En las últimas estadísticas publicadas, la extracción de caliza para cal hidráulica, en la zona comprendida en el mapa, alcanza alrededor de 4.500 toneladas.

También se han explotado las calizas devonianas, particularmente la variedad roja amigdaloides, denominada caliza «griotte»; con ella está ornamentada la capilla del Santísimo, de la parroquia de Sant Feliu, de Gerona, procedente de la montaña de Sant Miquel.

ARCILLAS.—Las arcillas pliocénicas de la Selva y las cuaternarias del Ampurdán, se explotan bastante activamente en la mayor parte de localidades, para la fabricación de tejas y ladrillos. Esta industria reviste particular importancia en Pals, La Bisbal y Quart. En la primera localidad se utilizan para la fabricación de baldosas de mosaico incrustado, que primero se fabricaban en Palafrugell y luego se trasladó a Arenys de Mar. Las de La Bisbal y Quart se emplean para objetos finos de alfarería, especialmente los de la última localidad mencionada, que han invadido el mercado barcelonés.

HIDROLOGÍA

La región comprendida en la presente Hoja es bastante rica en aguas, tanto profundas como superficiales, siendo muchas de las primeras muy mineralizadas y de reconocido valor terapéutico.

Esta riqueza en aguas depende tanto de las condiciones climáticas del país como de sus características geológicas.

En cuanto al primer factor, la región es bastante lluviosa, con un promedio aproximado de 600 a 800 milímetros anuales, pluviosidad relativamente abundante para una región de clima mediterráneo. Esta pluviosidad media anual se reparte irregularmente, influenciada por las características del relieve, pero sin acusar grandes diferencias. La costa y el Ampurdán son las partes que reciben precipitaciones menores: La Bisbal, 716 mm.; Palafrugell, 671 mm.; Palamós, 668,7 mm.; San Feliu de Guíxols, 572,1 mm. (*).

El macizo de las Gabarras, a causa de la altura, recibe por lo menos unos 100 milímetros más de precipitaciones anuales (Els Angels, 801,1 mm.; Romanyá, 813 mm.). La Selva es también bastante húmeda por la influencia del máximo pluviométrico del Puigmal, que se extiende hacia Gerona (Gerona, 767 mm.; Llagostera, 719,4 milímetros).

En lo referente al régimen anual de precipitaciones, es el típico de la región mediterránea catalana, con máximos de primavera y otoño, mínimo secundario en invierno y mínimo principal de verano, poco exagerado.

En resumen, las características climáticas de la región son las

(*) Datos de Febrer: «Altas pluviométric de Catalunya», reducidos a valores normales por comparación con Tossa o Barcelona.

propias de un clima mediterráneo relativamente húmedo, con precipitaciones máximas equinocciales y temperaturas moderadas, rasgos que acusan la variedad de clima templado denominada «portuguesa».

Estas circunstancias climáticas explican la riqueza hidrológica del país, reflejada por la abundante vegetación de la región de las Gabarras y las formaciones higrófilas de la depresión de la Selva.

El otro factor hidrológico primordial, la naturaleza geológica del suelo, explica la distribución geográfica de las reservas hídricas en cada una de las unidades geológicas consideradas y sus distintas formas de alumbramiento.

En el aspecto geológico hay que considerar aparte el macizo paleozoico y sus depresiones aledañas.

Macizo paleozoico

El macizo de las Gabarras recibe precipitaciones bastante copiosas (unos 800 mm.), pero a causa de la pendiente y de la naturaleza del roquedo, las aguas se escurren rápidamente para acumularse en el curso inferior de los pequeños valles que irradian de este macizo. Las posibilidades de retención son generalmente mayores en la zona granítica oriental que en la pizarrea occidental, pues a causa de la descomposición del granito se forma un manto arenoso que embebe gran cantidad de agua. Por eso las fuentes y pozos son más importantes en el sector oriental.

Aparte de estas influencias petrográficas, las condiciones de alumbramiento de las aguas vienen condicionadas por las características morfológicas y por los contactos de terrenos de diferente permeabilidad. Se distinguen los siguientes tipos de alumbramiento.

1) Los restos de niveles de erosión señalados por hombreras y cuerdas suaves, con su típica cobertera eluvial o coluvial, de pocos metros de potencia, tienen casi siempre suficiente desarrollo para alimentar pequeñas fuentes y pozos de escasa profundidad. Así, el sistemático emplazamiento de las casas de campo sobre estos niveles depende tanto de las posibilidades de cultivo como de la facilidad en el alumbramiento de agua, en caudales generalmente suficientes para el uso doméstico y aun para un regadío de pequeños huertos. Así se observa, por ejemplo, en Castellar de la Selva, Sant Mateu de Montnegre, fuente de Romanyá de la Selva, etcétera.

2) Fuera ya de los rellanos de erosión, el otro lugar propicio para el alumbramiento de aguas es la propia vaguada de los barrancos y pequeños torrentes. Cuando el espesor de depósitos aluviales o

coluviales es suficiente para la retención, pueden dar lugar también a pequeños manantiales, tales como los que se observan debajo de Els Angels, etcétera.

3) Los alumbramientos principales del fondo de los valles vienen condicionados principalmente por la morfología, y por eso aparecen en los rellanos de los ciclos de erosión, recubiertos generalmente por abundantes sedimentos aluviales. En estas condiciones suele formarse un manto freático de tanta mayor importancia cuanto más extensa es la cuenca receptora. De este tipo son los de Llambilles, Serinyà, Bell-lloc, etc., etcétera.

4) Contactos geológicos. Los contactos de este tipo aprovechables hidrológicamente son: el del granito con las pizarras y el de las calizas devonianas con los otros terrenos paleozoicos. También algunas veces tienen cierto valor, en este aspecto, los diques porfídicos. Así se explican las pequeñas fuentes de Montnegre en el contacto de las calizas con el granito, etc., etcétera.

5) Fuentes carbónicas. Por último cabe considerar en el macizo paleozoico un tipo de manantiales relacionado con la tectónica. Se trata de las fuentes carbónicas, situadas generalmente en líneas de dislocación. Estas fuentes son muy numerosas y se han registrado en total las siguientes:

1. Font Picant de Bell-lloc (Llagostera).
2. Pozos de la estación de Bell-lloc.
3. Font Picant de Salenys (Llagostera).
4. Font Picant del Plat (Llagostera).
5. Font Picant de Penedes (Llagostera).
6. Font Picant de Can Basil (Cassá de la Selva).
7. Font Picant del Ganso (Cassá de la Selva).
8. Font Picant de Lliure (Gerona).
9. Font Picant de la Pólvora (Gerona).
10. Font Picant den Fita (Gerona).
11. Font Picant de Pedret (Gerona).
12. Aguas carbónicas del Ter, frente a Pedret (Gerona).
13. Font Picant de Can Miralles (Gerona).
14. Font Picant de Madremanya.

Todas estas fuentes, por lo menos las que hemos estudiado dentro de la Hoja, están en relación con dislocaciones importantes o con diques eruptivos.

a) Fuentes carbónicas de Gerona. La más importante línea de fuentes carbónicas, o «hervideros» es la que jalona la gran dislocación Norte-Sur, que limita la parte oriental de la dovela de La Selva. En esta línea se sitúan las fuentes números 8, 9, 10 y 11, dentro de la Hoja, y las de Campdurá y Costa Roja en su prolongación hacia el Norte. En otras líneas tectónicas, paralelas a la primera, manan las

emergencias señaladas con los números 11 y 12 y las del Congost y La Ginesta.

Las condiciones geológicas de estos manaderos son las siguientes: una de las dos grandes líneas de fractura que han hundido la dovela de la Selva corre desde Campdurá a Quart, en dirección Norte-Sur, y pone en contacto el Paleozoico del macizo de las Gabarras con el Eoceno inferior del fondo de la depresión. En esta línea de falla emergen los manantiales carbónicos más importantes. La fuente de Can Miralles emerge justamente en el contacto de las pizarras paleozoicas, muy replegadas y fracturadas según demuestran algunas venillas espáticas, brechoides, y el Eoceno inferior; contacto algo enmascarado por una placa de depósitos cuaternarios del fondo del barranco. Con objeto de aprovechar industrialmente el anhídrido carbónico, se acondicionaron tres pozos, situados en un foso murado que los aísla del torrente. El pozo meridional es intermitente. El análisis de las aguas, realizado por los Sres. D. José Estalella y D. Juan Pericot, da los datos siguientes (64):

Temperatura	15,8° C.
Densidad a 19°	1,00242
Residuo fijo a 160°	1,6364

Gases que se desprenden espontáneamente: ácido carbónico con indicios de sulfhídrico, oxígeno y nitrógeno.

La composición hipotética de las sales disueltas en el agua es la siguiente:

Acido carbónico libre	1,5194 gr./l.
Bicarbonato sódico	0,1337 —
— potásico	0,0420 —
— lítico	0,0010 —
— cálcico	1,7463 —
— magnésico	0,2281 —
— ferroso	0,0912 —
— manganeso	0,0087 —
Cloruro magnésico	0,0444 —
Sulfato cálcico	0,0265 —
Sílice	0,0358 —

En idénticas condiciones emerge un poco más al Sur, a unos doscientos metros al Sudeste del convento de San Daniel, la Font d'en Fita; ésta es llamada Font de la Pólvora, por estar situada no lejos del polvorín, la cual ha sido estudiada por Vidal (80) y Faura (37) y analizada por Casares Gil (19 y 20). De los tres pozos que existen, el central es el más rico y se desprenden de él 2.670 litros de anhídrido carbónico por hora, oyéndose el borboteo a tres o cuatro metros de

distancia. El análisis del agua de este pozo, realizado por el Sr. Casares Gil, dió el siguiente resultado, que permite clasificarla como bicarbonatada cálcica:

Temperatura	13°
Densidad a 13°	1,00165
Residuo fijo a 160°	1,1461
Acido carbónico libre	1,1965 gr./l.
Bicarbonato sódico	0,2052 —
— potásico	0,0232 —
— cálcico	1,1257 —
— magnésico	0,2941 —
— ferroso	0,0049 —
— manganeso	0,0114 —
Cloruro magnésico	0,0343 —
Sulfato cálcico	0,0053 —
Sílice	0,0292 —

y pequeñas cantidades de litio, bario, estroncio, ácido fosfórico bromo y yodo. Caudal aproximado, 2.000 litros diarios.

La gran dislocación de Quart-Campdurá va acompañada de otras paralelas de mucha menor importancia, que afectan tanto al macizo paleozoico como a la dovela eocénica. En estas dislocaciones satélites, más o menos en relación con la línea tectónica principal, anteriormente descrita, se sitúan las fuentes carbónicas de Pedret y las emanaciones del Ter, La Ginesta y el Lliure. Las dos primeras emergen en el Eoceno y las dos segundas en el Paleozoico. Las de Pedret se encuentran en el barrio de este nombre, en las afueras de la capital, en la carretera de Francia; los diversos pozos abiertos en esta zona dan aguas fuertemente acidulas que se expenden en los merenderos del barrio.

El análisis de las aguas de esta zona, realizado en 1888 por D. Antonio Subirá Marquet, dió el siguiente resultado (17):

Temperatura 14° a 15°

Gases en disolución:

Acido carbónico libre 0,54250 gr./l.
 Nitrógeno 0,01340 —
 Oxígeno 0,00220 —

Sustancias fijas:

Carbonato potásico (bicarbonato 0,00264) 0,00228 gr./l.
 — sódico (bicarbonato 0,00145) 0,00120 —
 — lítico (bicarbonato 0,00066) 0,00054 —
 — cálcico (bicarbonato 1,08465) 0,69528 —
 — magnésico (bicarbonato 0,45280) 0,30068 —
 — ferroso (bicarbonato 0,00147). Óxi-
 do férrico 0,00072 —
 Cloruro sódico 0,01918 —
 — cálcico 0,04872 —
 — magnésico 0,02186 —
 Sulfato sódico 0,01084 —
 — cálcico 0,02454 —
 — magnésico 0,02685 —
 Acido sílico 0,03650 —
 Óxido aluminico indicios
 Materia orgánica 0,01293 —
 1,20212 —

Las aguas de la Font d'en Lliure afloran cerca de la casa del mismo nombre, a unos 3 Km. al Nordeste de la capital, en el camino a la ermita de Ntra. Sra. dels Angels. Se trata de una zona dislocada dentro del Paleozoico. Estas aguas han sido analizadas en los laboratorios del Instituto Geológico, dando el siguiente resultado:

Anhídrido sulfúrico 0,02403 gr./l.
 Cal 0,25113 —
 Magnesia 0,05260 —
 Cloro 0,03195 —
 Cloruro sódico 0,05265 —
 Grado hidrotimétrico 55°

Dentro del mismo macizo paleozoico, entre Cassá de la Selva y Santa Pellaia, existen otras manifestaciones carbónicas, en la Font del Ganso, cerca de Santa Pellaia, y en Can Basil, a poca distancia del Km. 9 de la carretera de Cassá a La Bisbal, en las proximidades del contacto del granito en el Paleozoico. Como se verá más adelante,

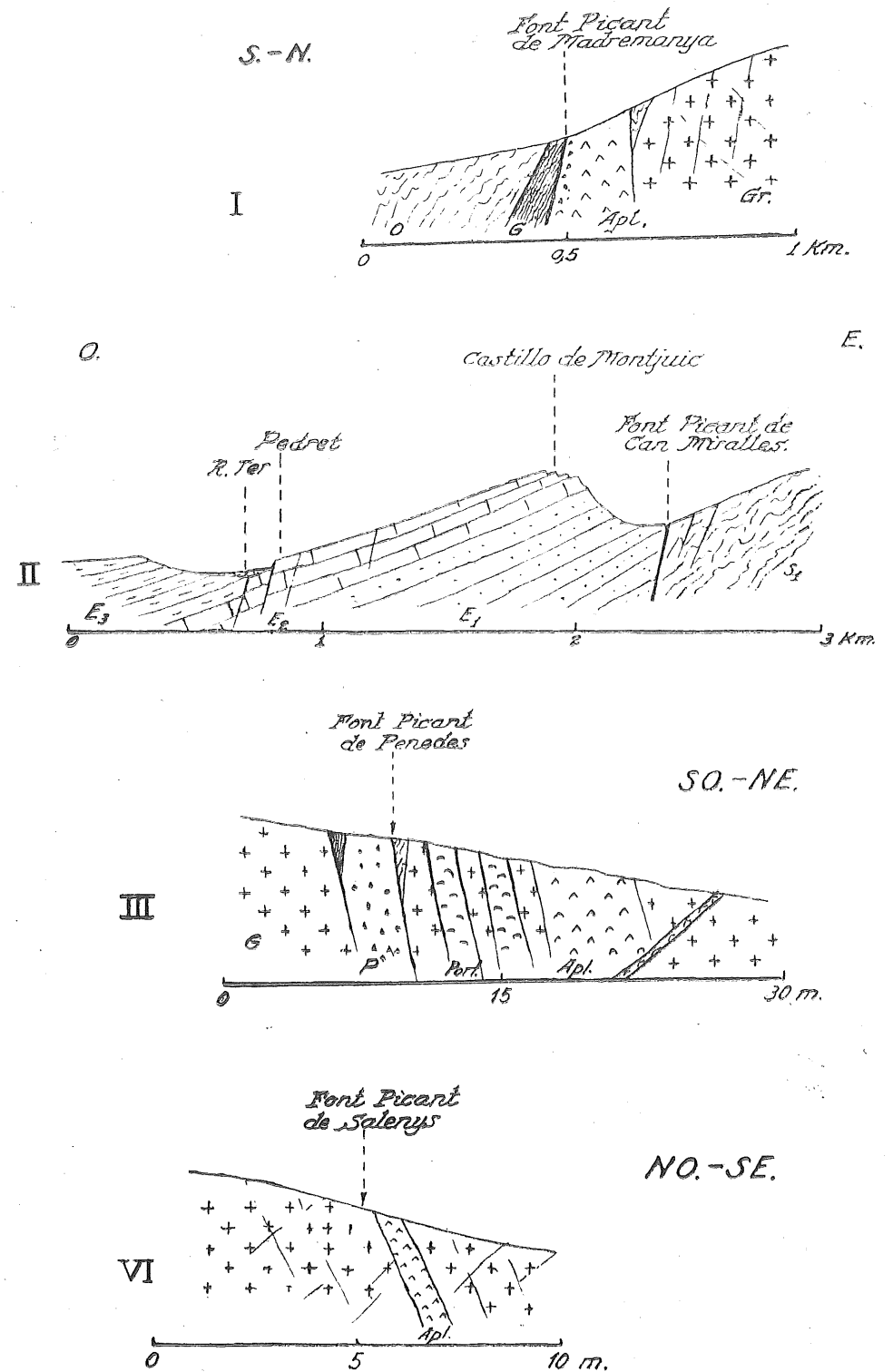


Fig. 19.—Condiciones geológicas de emergencia de las fuentes carbónicas de Gerona.

no es el único ejemplo de fuente carbónica en igualdad de condiciones de emergencia.

El análisis de las aguas del primero de estos manantiales, realizado por D. Ramón Casares, es el siguiente:

Reacción al tornasol.....	neutra
pH.....	7,2
Cloruros (Cl').....	126 mg./l.
Sulfatos (SO ₄ '').....	10 —
Hierro (Fe).....	2 —
Materia orgánica en O.....	3 —
Calcio (Ca'').....	94 —
Magnesio (Mg'').....	25 —
Anhídrido carbónico libre.....	490 —
Anhídrido carbónico combinado (CO ₂).....	360 —
Bicarbonatos (CO ₃ H').....	510 —
Anhídrido carbónico total (CO ₂).....	850 —
Residuo fijo a 180°.....	530 —
Dureza total.....	34°
— temporal.....	31°
— permanente.....	3°

b) Fuentes carbónicas de Bell-lloc. Mucho más importante es el grupo de fuentes carbónicas de Bell-lloc, en término de Llagostera, en el Valle de Aro. En la misma estación del ferrocarril a Sant Feliu de Guíxols, llamada Font Picant, existen cuatro pozos, uno en la estación y los otros tres a los lados de la vía férrea, todos con aguas carbónicas; uno de estos pozos tiene tan sólo dos metros de profundidad, y todos están abiertos en el Cuaternario del torrente de Penedes. El análisis del agua del pozo de la estación, realizado por D. Román Casares en 1946, ha dado el siguiente resultado:

Reacción al tornasol.....	neutra
pH.....	7,1
Nitratos (NO ₃ ').....	28 mg./l.
Nitritos (NO ₂ ').....	4 —
Amoníaco (NH ₃).....	6 —
Cloruros (Cl').....	787 —
Sulfatos (SO ₄ '').....	87 —
Hierro (Fe).....	2 —
Materia orgánica en O.....	10 —
Calcio (Ca'').....	100 —
Magnesio (Mg'').....	35 —
Anhídrido carbónico libre.....	40 —
Anhídrido carbónico combinado (CO ₂).....	820 —
Bicarbonatos (CO ₃ H').....	1130 —

Anhídrido carbónico total (CO ₂).....	1360 mg./l.
Residuo fijo a 180°.....	1682 —
Dureza total.....	39°
— temporal.....	37°
— permanente.....	2°

Unos 300 m. al NO. de la estación, en pintoresco soto, se halla la propiamente llamada Font Picant de Bell-lloc. Según el análisis realizado por los Sres. Sintés y Orfila, la composición del agua es la siguiente:

Ácido carbónico libre.....	1,212 gr./l.
Carbonato sódico.....	1,273 —
— cálcico.....	1,128 —
— potásico.....	0,176 —
— magnésico.....	0,253 —
— ferroso.....	0,020 —
Cloruro sódico.....	0,198 —
— magnésico.....	0,087 —
Sulfato cálcico.....	indicios
Silicato aluminico.....	0,038 —

El análisis realizado en 1946 por D. Román Casares, arroja los siguientes datos:

Reacción al tornasol.....	neutra
pH.....	7,1
Cloruros (Cl').....	218 mg./l.
Sulfatos (SO ₄ '').....	12 —
Hierro (Fe).....	4 —
Materia orgánica en O.....	3 —
Calcio (Ca'').....	310 —
Magnesio (Mg'').....	150 —
Anhídrido carbónico libre.....	870 —
— — combinado (CO ₂).....	2300 —
Bicarbonatos (CO ₃ H').....	3180 —
Anhídrido carbónico total (CO ₂).....	3170 —
Residuo fijo a 180°.....	3580 —
Dureza total.....	115°
— temporal.....	110°
— permanente.....	5°

Seguando el valle del torrente de Penedes, encajado profundamente en el granito, se encuentran otras tres fuentes carbónicas: la de Salenys, explotada para bebida y reservada dentro de una casilla, la del Plat, recién acondicionada, y la conocida fuente de Penedes,

señalada en el mapa, al lado de una casa y merendero arruinados. Todas estas fuentes afloran en el granito, pero las circunstancias que han determinado su emergencia son algo diferentes localmente, aunque se deben al mismo hecho general, a la existencia de un dique eruptivo herciniano que ha jugado como línea de fractura durante los paroxismos alpinos.

El análisis de las aguas de la fuente de Penedes, realizado en 1946 por D. Román Casares, ha dado el siguiente resultado:

Reacción al tornasol	neutra
pH	7,1
Cloruros (Cl')	120 mg./l.
Sulfatos (SO ₄ '')	10 —
Hierro (Fe)	4 —
Materia orgánica en O	3 —
Calcio (Ca'')	370 —
Magnesio (Mg'')	82 —
Anhídrido carbónico libre	780 —
— — combinado (CO ₂)	1260 —
Bicarbonatos (CO ₃ H')	1740 —
Anhídrido carbónico total (CO ₂)	2040 —
Residuo fijo a 180°	1452 —
Dureza total	126°
— temporal	124°
— permanente	2°

El análisis del agua de la Font del Plat, según el propio químico, ha dado en la misma fecha el siguiente resultado:

Reacción al tornasol	neutra
pH	7,1
Cloruros (Cl')	993 mg./l.
Sulfatos (SO ₄ '')	8 —
Hierro (Fe)	2 —
Materia orgánica en O	4 —
Calcio (Ca'')	554 —
Magnesio (Mg'')	67 —
Anhídrido carbónico libre	950 —
— — combinado (CO ₂)	560 —
Bicarbonatos (CO ₃ H')	510 —
Anhídrido carbónico total (CO ₂)	1310 —
Residuo fijo a 180°	2006 —
Dureza total	166°
— temporal	45°
— permanente	125°

c) Font Picant de Madremanya. La fuente carbónica de Madremanya es una de las más renombradas de la región y fué explotada años atrás. Geológicamente se emplaza, como la de Can Basil, en el contacto del granito con el Paleozoico. Este contacto no es normal, pues falta la aureola metamórfica, pero además, las capas de dirección Norte-Sur o Nordeste-Sudoeste, quedan cortadas por el granito y en el contacto entre ambos terrenos se intercala una importante zona de fricción.

El agua es fuertemente acidula y ferruginosa, demostrando el análisis, realizado por los Sres. Codina y Länglin (23), la siguiente composición química:

Temperatura 16°C.

Gases por litro de agua:

Ácido carbónico	1,038 cc.
Nitrógeno	10 —
Oxígeno	3 —

Materias sólidas:

Bicarbonato potásico	0,002 gr./l.
— sódico	0,470 —
— cálcico	0,605 —
— magnésico	0,086 —
— ferroso	0,088 —
Sulfato cálcico	0,139 —
— magnésico	0,001 —
Cloruro sódico	0,008 —
— cálcico	0,016 —
Silicato magnésico	0,127 —
Fosfato aluminico	0,002 —

Y en el últimamente realizado por el Sr. Menéndez Puget, del Instituto Geológico y Minero de España:

Anhídrido sulfúrico	0,05836 gr./l.
Cal.	0,46522 —
Magnesia	0,11241 —
Cloro	0,03905 —
Cloruro sódico	0,06435 —
Grado hidrotimétrico	86°

Depresiones del Ampurdán y Palafrugell

El tipo de alumbramiento de las depresiones del Ampurdán y Palafrugell es completamente diferente al de las Gabarras. Aun cuando reciben menos precipitaciones directas (unos 700 mm.) recogen, en cambio, las abundantes escorrentías que descienden de las Gabarras a través de los regatos que surcan el abrupto de falla que por los sectores Norte y Este limitan el macizo paleozoico, gracias a los cuales se forman mantos acuíferos profundos y freáticos de gran importancia, particularmente en el sector central de la Hoja, en la zona donde confluyen los cursos del Daró y Risseca, los más importantes de este sector ampurdanés.

La estructura del subsuelo ejerce particular importancia en la disposición de los mantos acuíferos. La serie de fallas longitudinales que bordean el macizo son sin duda zonas absorbentes de importantes caudales, especialmente cuando afloran las areniscas del Eoceno inferior y más todavía en las areniscas lutecienses que constituyen un magnífico elemento de retención. La extraordinaria dislocación del Eoceno hace aventurada la investigación de aguas cautivas que sin duda deben existir, pero a niveles variables y con caudales muy desiguales a causa de las fallas importantes que atraviesan este terreno. En Pals, este nivel ha sido perforado en el cerro mismo de la población y las aguas se aprovechan para regadío. También son aguas ascendentes las del pozo de la villa de Palausator. Ignoramos si ha sido atravesado en algún otro sitio.

Los conos de deyección villafranquienses constituyen un importante factor hidrológico en este lado del Ampurdán. Dada su constitución petrográfica (conglomerados de cemento arenoso o arcósico) y su gran extensión superficial y espesor (unos 25-30 m.), esta masa constituye una excelente reserva hídrica, a condición de alcanzar los niveles margosos del Eoceno. Sin embargo, la mayoría de los pozos consisten en perforaciones de pocos metros, que proporcionan caudales suficientes para pequeños usos domésticos. Son numerosísimos los ejemplos de este tipo en Madremanya, Planils, etc.; entre ellos cabe citar la caudalosa fuente de Can Caremany (Km. 20 de la carretera de La Bisbal).

El otro tipo de alumbramiento se basa en el beneficio de los mantos de arcillas y arenas cuaternarias de los antiguos niveles de erosión (Madremanya, Monells, etc.), terrazas fluviales y sobre todo las subálveas del fondo de los cursos actuales (La Bisbal, Cruïlles, etc.). Los contactos geológicos entre diversos tramos del Eoceno son menos aprovechables.

En la depresión de Palafrugell existe un nivel acuífero superficial, en el contacto del Paleozoico con el manto cuaternario que lo recubre en parte, el cual es activamente explotado (Regencós, Montrás, etcétera).

En la zona septentrional de dicha depresión, a consecuencia de la falla transversal que ha sido oportunamente descrita, las areniscas lutecienses entran en contacto con el Paleozoico, localizándose en este nivel un manto acuífero importante, a causa de la permeabilidad de las areniscas, el cual Faura sitúa a unos 300 m. de profundidad.

Depresión de la Selva

El régimen hidrológico de la depresión de la Selva es bastante más sencillo que el del Ampurdán, a causa de su mayor homogeneidad geológica. Conviene únicamente distinguir el régimen de aguas vadosas del régimen propio de la zona termal de Caldas de Malavella.

Niveles acuíferos de la Selva

Las aguas que se escurren por la vertiente occidental de las Gabarras vierten en su mayor parte a la depresión de la Selva, a través de una buena red de torrentes que contribuye a formar la cuenca del Onyar, afluente del Ter. Estas aguas, al llegar a la depresión, se encuentran con la cobertera arcósica del Plioceno y con el manto arenoso-arcilloso del Cuaternario, cuya naturaleza petrográfica facilita la retención hídrica.

La gran falla que bordea la depresión de la Selva es, sin duda, una línea de absorción, pero de mucha menor importancia que la gran falla que limita el contacto del mismo macizo con el Ampurdán, a causa de la homogeneidad petrográfica entre el labio hundido y el elevado en la falla de la Selva. En el resto de la depresión se constituye, en la base del Plioceno, en contacto con el granito o el Paleozoico del zócalo, un excelente manto acuífero fácil de alumbrar y de tendencia artesiana. Este nivel es generalmente bastante profundo, no sólo a causa del espesor del Plioceno (unos 25 a 30 metros), sino, además, a causa de la capa eluvial de descomposición que descansa sobre el granito.

En el sector septentrional de la depresión, cerca de Gerona, las condiciones hidrológicas cambian notablemente a consecuencia de la introducción de un nuevo factor estructural, la dovela eocénica de

Gerona, con buzamiento regular hacia el Oeste. En este sector, en el contacto por falla entre el Paleozoico y el Eoceno inferior detrítico, hay una zona de absorción muy importante, aparte de las emanaciones carbónicas anteriormente descritas. También en el contacto entre las calizas y margas eocénicas con el Plioceno hay otro nivel explotado. Además, la amplia vaguada del Ter, a su entrada en la depresión, se desarrolla sobre un extenso manto aluvial moderno que da lugar a un importante nivel acuífero subálveo.

Por consiguiente, en resumen, existen en casi toda la Selva dos niveles acuíferos aprovechables: uno superficial, albergado en el seno del Plioceno detrítico o en los mantos aluviales que los recubren, y otro profundo en el contacto del Neógeno con el zócalo antiguo, modificado este último en la parte Norte de la depresión por la citada dovela eocénica. El nivel profundo es artesiano a causa de la disposición de la comarca de la Selva en forma de cubeta.

Todos estos niveles han sido bien identificados en una serie de perforaciones de pozos y galerías que permiten enjuiciar con bastante precisión la riqueza hidrológica del llano de la Selva.

En la parte septentrional, particularmente, el problema ha sido estudiado por San Miguel de la Cámara (69) y Darder (34).

Véanse algunos ejemplos ilustrativos. En Can Pla, de Riudellots, un pozo de 15 m. tiene la cara del agua a dos metros de profundidad, manteniéndose en régimen con un gasto de 2 m.³ por hora. En Can Calderó, cercano al anterior, se explota el mismo nivel acuífero. Al Norte de Fornells, en tres pozos, uno de 7 m. de profundidad, se encuentra la cara del agua a dos metros. En la loma situada al Oeste de este pueblo, en un pozo de 30 m., la cara del agua se halla a 18 m., teniendo, pues, la capa de agua 12 m. de espesor. En Quart, lo mismo que en Fornells, hay numerosos pozos en estas condiciones. En la Torre Mansa de Cassá, kilómetro 16 de la carretera de Sant Feliu, hay también dos pozos artesianos. Asimismo hay aguas ascendentes en la Casa Nova de Palau Sacosta. Sin duda, todas estas explotaciones se benefician de los niveles acuíferos del Plioceno, hasta alcanzar algunos de los niveles arcillosos, de escasa potencia, intercalados en las arcosas. La mayoría, sin embargo, no llegan al nivel profundo, situado en el contacto con el zócalo paleozoico. Únicamente quizá llegan a rozarlo los más profundos, en los cuales se señala ya la tendencia artesiana. Este nivel profundo es muy importante; así, en Can Calderó, de Riudellots, hay un pozo de 60 metros y dos de 40, que permiten alumbrar unos 3.000 metros cúbicos diarios, los cuales, sin duda, alcanzan dicho zócalo. También en la fábrica de industrias químicas y tartáricas de Gerona, al lado de la carretera a Palau Sacosta y cerca del cruce de las calles Marqués de Caldas y de San Miguel, hay dos pozos tubulares de 0,30 metros por 90 de profundidad, ligeramente artesianos, que sostienen un gasto diario de 80 metros cúbicos por hora.

En los sitios de mejores condiciones hidrológicas, el manto freático tiene también bastante importancia, como ocurre en la zona próxima a Palol de Onyar, a causa de la represa natural producida por las calizas eogénicas en las aguas del Onyar. Así, en la finca de Las Torres, propiedad del Sr. Sanllehy, situada aguas arriba del puente del ferrocarril a Sant Feliu, hay varios pozos de 5 m. de profundidad, que proporcionan un caudal de 80.000 l. por hora, lo que da una posible extracción de 2.800 m.³ diarios. Más al Oeste, en la cuenca del Güell, el nivel freático se halla entre 5 y 15 m. de profundidad, alojado en el manto cuaternario; de él se nutren los manantiales de Aiguaviva, que sirven para el abastecimiento de la ciudad.

En resumen, las condiciones geológicas de alumbramiento en toda la zona de la Selva son excelentes, siendo particularmente recomendables, tanto por la calidad como por el caudal que pueden producir, las perforaciones que llegan al nivel acuífero profundo situado en la base del Plioceno.

Aguas termales de Caldas de Malavella

Las aguas termales de Caldas de Malavella son conocidas de antiguo, habiendo sido ya explotadas por los romanos, como lo indican, aparte del nombre, las dos piscinas de esta época encontradas junto a ellas. Las aguas termales manan en los alrededores de esta población, en diversos manantiales, extendidos en una zona de 450 m. de longitud, y son, por su contenido en sales y su grado termal, de estimable valor terapéutico. La población de Caldas y la mayor parte de sus estaciones balnearias (Vichy Catalán, Balneario Roquetas, Balnearios Soler y Prats, etc.) quedan fuera de los límites de la Hoja n.º 334, por lo cual no serán estudiados aquí más que en sus relaciones con las formaciones geológicas y con el único manantial importante, denominado «La Mina», existente dentro de la Hoja, el cual surte de agua termal a los Balnearios Soler y Prats, emplazados en sus inmediaciones.

Los manantiales termales se distribuyen en los siguientes grupos:

GRUPO DEL VICHY CATALÁN, situado en el Puig de Les Animes o de la Mala Vella; hay las siguientes fuentes:

1. Els Surtidors (fuente n.º 1), situado en la parte alta del cerro citado. Las aguas emergen a 59° C., según datos de Vidal.
2. Fuente Chica (n.º 2), próxima a la anterior; a 58°5.
3. Fuente del Hígado (n.º 3), en la parte inferior del cerro; a 48°3.
4. Fuente de La Cantera (n.º 4); a 31°5.
5. Fuente n.º 5, al lado de la anterior; actualmente en seco.

GRUPO DEL TURÓ DE SANT GRAU. En este cerro, enclavado en el centro de la población, se hallan cuatro manantiales importantes y una serie de pozos con aguas termales a temperaturas muy variables:

6. «Els Bullidors», fuente pública utilizada para el embotellado del «Agua Imperial»; emerge a 56°.
7. «Hospital», en el Balneario de Roquetas; a 35°.
8. «Raig de Sant Grau» o fuente de La Roqueta, en dicho Balneario; a 56 grados.
9. Pozo de Can Banya; a 22°.
10. Pozo de Can Boada; a 16°.
11. Pozo de Can Manegat.
12. Fuente d'en Pla, pública, utilizada también para el embotellado del «Agua Imperial San Narciso».

GRUPO DEL PUIG DE LES MOLERES, en el Oeste de la población, con dos fuentes que son las únicas que hay dentro de la Hoja:

13. La Mina, al pie del citado cerro; a 60°.
14. Fuente del Raig d'en Mel, a 40 m. escasos de la anterior, recientemente acondicionada; a 58°.

La fuente de La Mina emerge actualmente a 9 m. de profundidad, estando cubierta la emergencia por una arqueta de mampostería, construida con objeto de retener los abundantes gases que se desprenden.

Las características hidrológicas del manantial de La Mina, según el análisis realizado en 31 de marzo de 1944, por el Dr. D. Luis Miravittles, del Laboratorio Municipal de Barcelona, son las siguientes:

Temperatura 56°	5° C.
Densidad 15°	1,0031.

Contenido gaseoso por litro a 0°, 760 mm. de presión:

Oxígeno	3,2 cm.
Nitrógeno	14,3 —
Anhídrido carbónico libre ...	547,0 —
Residuo fijo a 180° C, por un l.	3,02500 gr./l.
Sulfato cálcico	0,07706 —
Cloruro sódico	0,99320 —
Bicarbonato cálcico	0,13612 —
— sódico	1,87526 —
— potásico	0,45806 —
— lítico	0,00156 —
— magnésico	0,06074 —
— ferroso	0,00445 —

Bicarbonato de alúmina	0,00194 gr./l.
Sílice.	0,06700 —

Indicios de fosfatos, fluoruros, boratos, bromuros, bario, manganeso y estroncio.

Según estos datos, ha sido clasificada el agua de La Mina como bicarbonatada y clorurada sódico-potásica, variedad litínica, por su composición química, y como hipertermal por su temperatura.

Las restantes aguas de Caldas fueron analizadas por los señores Trémols, Codina y Oliver Rodés, pero como se refieren a manantiales que no quedan dentro de la Hoja omitimos estos datos, consignando, sin embargo, la analogía de su composición química con la acabada de reseñar, en cuanto a lo que se refiere a las sales disueltas, pero siendo la de La Mina mucho más rica en gases que las restantes.

En cuanto a los caudales aforados en diversas ocasiones, son muy variables. Vidal (78) dice que los tres manantiales del Puig de Les Animes producen un caudal de 183,75 litros por minuto, distribuido en la siguiente forma:

Surtidores	175 litros
Cantera	5 —
Fuente Chica	3,75 —

Según los datos recientes de Llopis (56), el aforo de estos tres manantiales alcanza tan sólo 32,35 litros por minuto. En el aforo judicial practicado por los Sres. Morales, Llopis y Solé, en mayo de 1944, se obtuvo el siguiente resultado:

Fuente n.º 1 y 2 (Surtidors) ...	81,1 l. p. m.
— 3 (Hígado)	1,8 —
— 5	2,1 —
Total	85,0 —

Las mismas diferencias se acusan en los manantiales del Turó de Sant Grau. En éste, Vidal cita únicamente el de Sant Grau mismo, que daba en 1882 un caudal de 4 litros por minuto. Según Codina, Els Bullidors aforaban, en 1904, 21,44 litros por minuto, mientras actualmente (Llopis) sólo se recogen 13,08 litros por minuto, y en conjunto en los manantiales públicos 84,21 litros por minuto, resultado también muy similar al obtenido en la citada prueba pericial, en la que se obtuvieron los siguientes resultados:

Bullidors	8	l. p. m.
Roqueta	28,5	—
Hospital	0,8	—
Sant Narcís	46,5	—
Total	83,7	—

Por último, aun cuando se desconocen aforos antiguos de La Mina, es públicamente conocido que su caudal aumentó mucho con las obras referidas, acusando según Llopis los siguientes valores:

La Mina	172,08	l. p. m.
Raig d'en Mel	13,08	—
Total	185,16	—

Y en la prueba judicial repetidamente citada, los resultados obtenidos fueron, en La Mina, de 131,14 litros por minuto.

Respecto a los citados aforos, es de advertir, para comprender estas variaciones, que entre las diversas fuentes de aguas termales de Caldas existe una absoluta interdependencia, de forma que cualquier variación en una de ellas repercute en las demás. Así, según cuenta Quintanilla (78), con motivo de las obras realizadas en 1829 en La Mina, para sanear las tierras pantanosas inmediatas, brotó un chorro de agua termal de más de seis pulgadas de diámetro, acompañando a su salida grandes ruidos, que duraron algunos días, disminuyendo las otras fuentes y en particular la dels Bullidors y desapareciendo por completo la fuente termal que existía en la cumbre del Puig de Les Animes.

De la misma forma, las obras realizadas en 1942, al aumentar considerablemente el caudal de La Mina, dejaron completamente exhaustos todos los demás de la población. Con objeto de respetar los legítimos intereses de los restantes propietarios, se construyó una arqueta de mampuesto sobre el manantial de la misma, con objeto de aumentar, con los gases acumulados, la presión del agua y al propio tiempo se reguló con llave la salida de las aguas de esta arqueta, intentando restablecer el régimen anterior, en la forma que acusan los aforos recientes, anteriormente citados.

Las causas de esta interacción entre los diversos manantiales, se comprenderá mejor al estudiar las condiciones geológicas de alumbramiento.

La zona termal de Caldas fué estudiada primeramente por don Luis Mariano Vidal (78) en 1882, el cual reconoció su origen endógeno en relación con dislocaciones dirigidas E. 20° S. y con manifestaciones eruptivas basálticas y porfídicas, interpretando como de este último tipo la arcosa del Puig de les Moleres. También fué objeto de atención por parte de Font y Sagué, aun sin aportar datos

de mayor interés que los consignados por Vidal, aparte de los hallazgos paleontológicos en las termas romanas del Puig de Sant Grau, oportunamente mencionados.

Los autores que posteriormente se han ocupado del problema, han seguido las ideas de Vidal: «..... al través de las épocas geológicas y a medida que la corteza terrestre se iba contrayendo o arrugando por enfriamiento del núcleo central, se hundía más y más, mientras sus líneas de resistencia máxima, el Pirineo y el Montseny, iban levantando sus abruptas crestas. Este hundimiento progresivo debía originar el plegamiento de las capas ya formadas, sino muchas veces la ruptura de las mismas con la consiguiente formación de grietas colosales, por donde saldrían al exterior los materiales hundidos. En los alrededores de Caldas hay multitud de grietas rellenas por pórfidos que atraviesan el granito y uno colosal de granito en potente filón y en cuyo extremo surgen las aguas termales. En el Cuaternario sufrió esta región un nuevo hundimiento, que con las roturas a que dió origen determinó la salida de las materias eruptivas, lavas y basaltos del que se encuentra una potente erupción junto a Caldas. Por las mismas causas antes expuestas y por nuevas grietas salieron las aguas termales actuales». Así resume J. R. Bataller, en 1933 (7, pp. 32-33) los conocimientos sobre la región de Caldas, añadiendo que, «..... en el Puig de Las Moleras, corrientes cargadas de materias minerales, especialmente de sílice, surgieron a la superficie llenando las grietas verticales de 40 cm. de grueso que arman en el granito.....» (id., p. 31).

Posteriormente, con motivo de fuertes obras realizadas en el manantial La Mina, ha surgido un pleito entre los propietarios de éste y los de los restantes manantiales, lo cual ha provocado la intervención de diversos organismos técnicos y la realización de interesantes informes por parte de los geólogos Sres. Alfonso Sierra, M. San Miguel de la Cámara, J. R. Bataller, Alfonso de Alvarado, José María Ríos y Noel Llopis Lladó, que han dado por resultado un estudio minucioso de la zona de emergencia. De estos informes conocemos el del Dr. Llopis Lladó (56), ilustrado con dos mapas geológicos de la región, a escalas 1:25.000 y 1:4.000, del cual, aparte de nuestras propias observaciones, extraemos muchos datos de interés.

La región termal de Caldas se ha desarrollado a consecuencia de las fracturas alpidicas más recientes, probablemente rodánicas, que han originado la depresión de la Selva. En la zona de Caldas, el zócalo de la depresión es granítico, y encima de él descansa, como en toda la fosa, un manto detrítico plioceno, de origen lacustre, formado por arcosas en la parte inferior y por gruesos conglomerados en la parte alta, probablemente villafranquiense. La dovela que forma la depresión de la Selva se resquebrajó intensamente a medida que se iba hundiendo y por esas líneas de fractura emergieron, antes de la sedimentación de los depósitos pliocénicos, una pequeña erupción basál-

tica (estación de Caldas, Sant Maurici), según demuestra la abundancia de cantos basálticos en los depósitos pliocénicos y el hecho de que la erupción desaparezca debajo de esta cobertera.

Las fallas volvieron a jugar en diversas ocasiones, dando lugar en Caldas mismo a la formación de una cubeta tectónica que hundió los depósitos pliocénicos recién sedimentados, elevando el granito de los bordes de la cubeta a la misma altura que las arcosas. Este rejuvenecimiento de las fallas activaría, sin duda, la actividad endógena, dando lugar a una emisión geiseriana, cuyas aguas alimentaban a una pequeña cuenca lacustre de 400 a 500 metros de diámetro, desarrollada sobre la cubeta tectónica recién hundida.

Las fracturas principales, formadas a consecuencia de los fenómenos tectónicos mencionados, llevan rumbo NO.-SE. y son las siguientes: una falla importante a lo largo de la riera de Can Pla, al SO. de Caldas, cuyo salto cabe estimar como mínimo en 40 a 50 metros; en esta falla aflora el pitón basáltico de la ermita de Sant Maurici. La otra falla importante pasa al NO. de Caldas y se dirige desde Can Teixidor (Km. 189,4 del F. C.) al Puig de les Moleres, pasando por el cementerio de Caldas y Can Ruffi. Entre estas dos fallas principales está encajada la cubeta tectónica de Caldas, formada a su vez por varias pequeñas dovelas algo desniveladas, delimitadas por fallas menos importantes que forman un doble sistema, uno paralelo al anteriormente mencionado y otro normal a él. Al primer sistema pertenece la falla que en el barrio d'en Martí (Km. 5,8 de la carretera a Llagostera) pone en contacto el granito con las arcosas superiores. Entre esta falla y la principal últimamente descrita delimitan la dovela hundida del Puig de les Moleres, una subcubeta dentro de la general de Caldas. Pero a causa de la mayor resistencia de las arcosas silicificadas a la erosión, se ha invertido el relieve, y la cubeta forma un cerro destacado. Al segundo sistema de fallas, de dirección NE.-SO., pertenece una serie de pequeñas dislocaciones de ocho a diez metros de salto de falla, como máximo, que cortan repetidamente la dovela del Puig de les Moleres en otras más pequeñas también desniveladas: dovela de la Mina, dovela del Puig de Sant Grau, etc. Además del mencionado sistema de fallas, en el Puig de les Moleres se reconoce un sistema de diaclasas de rumbo NNO.-SSE. y E.-O., rellenado por filones de baritina, oligisto y ópalo.

A consecuencia de la renovación del sistema de fallas, continuaron los fenómenos de vulcanismo atenuado, representados por una fase geiseriana, cuyas aguas circularon a través de las diaclasas de las arcosas pliocénicas, silicificándolas, con lo cual adquirieron el aspecto y compacidad que se observa en el Puig de les Moleres, y debido a cuyas circunstancias han sido confundidas por tantos autores con el granito eruptivo. A esta fase geiseriana se debe el relleno de ópalo de las grietas mencionadas, algunas de las cuales alcanzan de 30 a 40 cm. de anchura y pudieron dar lugar a una pequeña explo-

tación industrial. De la misma manera a la anterior fase fumaroliana se debe seguramente el relleno de oligisto y baritina.

En el lago originado a consecuencia de las mencionadas dislocaciones, se depositó un espesor de ocho a diez metros de arcilla y de cuatro a cinco metros de travertino en la parte alta. Este lago estaba alimentado por las aguas geiserianas que dejaron los nódulos de meinilita que se encuentran únicamente en la base de las arcillas, mientras en la parte alta se acentúa el carácter turboso, sin duda por haber decrecido o quizá desaparecido totalmente la actividad geiseriana. Los travertinos de la parte superior pueden representar, en cambio, una recrudescencia de la actividad endógena, señalada por aguas termales con abundancia en sales calcáreas, lo mismo que en la actualidad. Esta activación termal sería en plena época prehistórica, pues los travertinos han cementado en la base utillaje neolítico y abundante fauna cuaternaria moderna.

Llopis Lladó (56) explica las relaciones existentes entre la tectónica acabada de describir y las fuentes termales, de la siguiente forma: «Todas las fuentes emergen de una sola fractura maestra, que indudablemente es la falla Puig de les Moleres-Can Teixidor, por la que ha sido expulsado el basalto. Es indudable que este filón de basalto ha facilitado la salida de las aguas termales, actuando de zona impermeable, pues ocupa el plano de falla que buza 75°-80° al SO. El agua termal ha ascendido por la brecha de falla, entre una pared granítica al SO. y otra basáltica al NE. Pero entre 120 y 150 metros de la superficie se cruzan la falla general y la falla de la riera de Caldas, dando probablemente las fuentes del Puig de les Animes. Más arriba aun, probablemente a los 20 metros de la superficie, aparece la unión de la misma falla general con la microfalla, por la que remontan las aguas de la fuente del Raig d'en Mel y Puig de Sant Grau. El mayor caudal continúa por la falla principal y aflora en parte en el pozo de La Mina. Esto explicaría el abundante caudal y temperatura elevada de La Mina. Las aguas del Puig de Sant Grau, en cambio, se dispersan superficialmente y eso explica su diversidad de temperaturas.»

El reajuste de las dovelas de Caldas no acabó todavía con las dislocaciones mencionadas, pues los depósitos cuaternarios se hallan ligeramente dislocados acusando pequeñas fallas, principalmente en dirección NE.-SO., las cuales, seguramente, se han formado al continuar jugando las principales de dirección normal. A una de estas pequeñas fallas se debe el contacto anormal existente en La Mina entre las arcosas y los travertinos superiores, estratigráficamente más altos que aquéllas. La falta de estabilidad se acusa asimismo en el sismo de Lisboa de 1755, a consecuencia del cual se extinguieron las fuentes termales, para reaparecer un mes más tarde, aunque hasta 1799 no recobraron su estado normal. Esta inestabilidad explica, sin duda, la hipertermalidad de las aguas y su permanencia.

La historia dinámica de la región termal de Caldas, se puede resumir en las siguientes fases:

1. Hundimiento de la depresión de la Selva e iniciación de las fallas de Caldas (fase rodánica), con erupción basáltica.
2. Sedimentación de las arcosas pliocénicas (Plioceno medio).
3. Renovación del juego de las fallas y sedimentación de los conglomerados villafranquienses con grandes bloques rodados de basalto.
4. La renovación de las fallas determinó: *a)* formación de la cubeta tectónica de Caldas; *b)* formación del lago tectónico sobre la cubeta hundida, y *c)* aparición de las aguas geiserianas (Cuaternario inferior).
5. Sedimentación de las arcillas fosilíferas.
6. Nuevas dislocaciones y reanimación de la actividad termal; sedimentación de los travertinos.
7. Pequeñas dislocaciones en los travertinos (Post-neolítico).