

NUEVOS DATOS GEOLÓGICOS SOBRE LA CUENCA ALTA DEL TER

POR

J. M. FONTBOTÉ

INTRODUCCIÓN

La Zona Axial pirenaica, como ha escrito recientemente el profesor Llopis (41), está todavía mal conocida en muchos aspectos geológicos.

Su estudio estratigráfico está relativamente avanzado, pero falta bastante para poder llegar a una visión suficientemente precisa de la evolución de la cuenca sedimentaria paleozoica. Son necesarios aun muchos estudios detallados para lograr una estratigrafía comparada, con la consiguiente síntesis general.

En el aspecto tectónico, los cortes y mapas geológicos publicados resultan del todo insuficientes para delimitar bien las unidades estructurales integrantes. Quedan incluso extensas regiones, en esta Zona Axial, de las que faltan datos concretos acerca de la situación y características de los accidentes tectónicos. Con esta base tan incompleta, sería prematuro y aventurado intentar llegar a conclusiones de tipo general, tanto para la evolución tectonogenética como para la tectónica comparada.

Desde el punto de vista petrográfico, todavía está peor conocida la Zona Axial, especialmente en su vertiente española. Queda por definir el tipo y carácter de la mayoría de los macizos graníticos que tan importante papel desempeñan en ella. Las aureolas metamórficas de contacto, y las zonas de metamorfismo general, que afloran en enormes extensiones, no han sido objeto de ningún estudio especial, salvo en algunas áreas muy reducidas. Tampoco se conocen mucho mejor sus variadas rocas filonianas y efusivas, ni sus relaciones con las manifestaciones magmáticas profundas. En estas condiciones, resulta imposible la obtención de conclusiones de síntesis acerca de los ciclos magmáticos, desarrollo de los procesos metamórficos y migmáticos, etc.

El interés que ofrecería la resolución de tan importantes cuestiones como las planteadas, sería enorme desde el punto de vista estricto de la ciencia pura. Y también lo tendría en varios aspectos prácticos. Solamente con un conocimiento geológico bastante detallado pueden resolverse multitud de problemas variados, tales como la posibilidad de hallar nuevos yacimientos minerales, de alumbramiento de aguas, la racional ubicación de embalses, túneles, vías de comunicación, etc.

Comprendiéndolo así, el Instituto Geológico y Minero de España, y el Consejo Superior de Investigaciones Científicas, vienen impulsando y favoreciendo las investigaciones geológicas en la Zona Axial. Probablemente, una de las labores más eficaces en este sentido es el levantamiento de las hojas—correspondientes a aquélla—del Mapa Geológico Nacional a escala 1: 50,000. Las Diputaciones de Lérida, Barcelona y Gerona, por su parte, subvencionan estos trabajos, permitiendo esperar que dentro de pocos años estarán publicadas las hojas de la Zona Axial situadas en dichas provincias.

El presente trabajo tiene por objeto, precisamente, dar a conocer varios de los resultados obtenidos del estudio de la cuenca alta del Ter y algunas de las zonas colindantes. Este estudio forma parte de la preparación de la hoja núm. 217 (Puigcerdá) del mencionado Mapa Geológico a escala 1: 50,000, así como de otros trabajos patrocinados por el Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

Me complace hacer constar aquí mi agradecimiento a los profesores L. Solé Sabarís y N. Llopis, por la valiosa ayuda de ellos recibida tanto en los trabajos de campo, como en el laboratorio, así como a D. Oriol Riba, becario del Instituto «Lucas Mallada» y buen amigo que me ha acompañado en muchas de las excursiones geológicas por el área objeto de este trabajo. También debo mencionar aquí con gratitud al profesor P. Cavet, de la Universidad Católica de Angers, quien me ha acompañado en varias excursiones por la Cerdaña francesa, Capcir, Conflent y Vallespir. Estas excursiones me han permitido hacer interesantes comparaciones entre las dos vertientes del Pirineo Oriental, y llegar a resultados que, con el solo estudio de la vertiente meridional, no hubieran sido posibles.

RASGOS FISIAGRÁFICOS

La cuenca alta del Ter se halla situada en la vertiente S. del Pirineo Oriental. Comprende tres unidades comarcales perfectamente definidas, no

sólo desde el punto de vista fisiográfico, sino también desde el de la Geografía Humana. Son las tres comarcas del Ripollés, Valle de Ribes y Valle de Camprodon. En algunas de las divisiones comarcales propuestas, se reúnen las tres bajo la denominación de Ripollés en sentido lato. Esta reunión se justifica por la pequeña extensión de las tres comarcas, aun reconociendo la perfecta individualización de las mismas.

El relieve ofrece características muy diferentes en el Ripollés (en sentido estricto), respecto a los Valles de Ribes y de Camprodon. Se trata de una región de montañas medias, aunque no faltan algunos parajes de áspera y bravía apariencia. Sus cotas más altas rebasan poco los 1.500 m. (Milany 1,533 m. Santa Magdalena 1,547 m. Puigsacalm 1,513 m.) Los fondos de los valles principales quedan todavía por encima de los 500 m. (Ter en Ripoll, 680 m., en Sant Joan de les Abadesses 760 m.; riera de Vallfogona en Vallfogona 880 m., Mardàs en Gombren 860 m.) En su mayor parte, el substrato del Ripollés está constituido por capas de naturaleza detrítica, margosa y —en menor proporción— caliza. Estos materiales están afectados por una serie de pliegues de estilo jurásico (con cierta tendencia al pirenaico), de dirección general E. 15° N. Las direcciones de las crestas principales y la red hidrográfica están netamente adaptadas a la estructura (30), constituyendo un magnífico ejemplo de relieve jurásico en avanzado estado de inversión.

Por el contrario, los Valles de Ribes y de Camprodon, son comarcas de alta montaña, y sus características geológicas y geomorfológicas contrastan fuertemente con las anteriores. Las dos comarcas ofrecen, a su vez, bastante unidad desde este punto de vista, pero la dificultad de las comunicaciones entre ambas, explica fácilmente su individualización. Por otra parte, ciertas diferencias climáticas, de vegetación y de recursos naturales, contribuyen a su diferenciación en el aspecto geográfico. Desde el punto de vista geológico, se caracterizan ambas por estar constituidas casi exclusivamente de terrenos paleozoicos, sedimentarios y metamórficos, intensamente afectados por los plegamientos variscicos. El relieve es, en su mayor parte, propio de país de alta montaña. Son numerosas las cumbres que rebasan los 2,400 m., y, entre ellas, se hallan varias de las cimas culminantes del Pirineo Oriental (Puigmal 2,913 m., Bastiments 2,874 m., Costabona 2,464 m.) Los valles están, en general, profundamente encajados. El Ter, en Setcases, pasa a 1,260 m. a 5 Km. del Puig de Montinelló, de

2,668 m.; el Freser, en Ribes, a 900 m. de altitud, y sólo a 4 Km. del Taga, de 2,035 m., etc. Son notables a este particular las «gorges» del Freser, del Ter (estret de Morens) y del Núria, profundos congostos encajados más de 1,500 m. respecto a las cimas inmediatas. No obstante, sería erróneo creer que se trata de una región de relieve predominantemente abrupto. Este es más complejo, y al lado de picos agrestes y «gorges» profundas, se hallan montañas macizas de laderas suaves, e incluso inesperadas planicies y rellanos a altitudes considerables (Pla de Calm Agre, a 2,400 m., etc.) En el relieve actual han influido muchos factores diversos: litológicos, estructurales, la erosión normal, la influencia glaciaria, a lo largo de dilatadas épocas geológicas. Es un relieve fundamentalmente policíclico, pero su evolución no podrá interpretarse bien sin tener en cuenta todos aquellos factores.

Este contraste no es un hecho extraño en el Pirineo. Es general cuando se comparan comarcas situadas en una u otra de las dos grandes unidades estructurales: la Zona Axial y el Prepirineo. Estas dos unidades, lo son también, por consiguiente, desde el punto de vista fisiográfico, sin perjuicio que un análisis más detallado permita distinguir en cada una de ellas, unidades de jerarquía inferior.

Como muestra el mapa de la figura 1, el Ter es el río principal de las comarcas del Ripollés (s. str.) y del Valle de Camprodon. El Freser lo es en el Valle de Ribes. El primero ofrece un curso bien adaptado a la estructura desde aguas abajo de Sant Pau de Segúries. Aguas arriba tuerce varias veces su dirección, sin que en la mayor parte de los casos se observen razones de tipo estructural para explicarlo. Es un trazado complejo, fruto de una larga evolución en la cual han influido indudablemente variados factores. Dentro del Valle de Camprodon, no obstante, cabe distinguir dos tramos. En el primero, desde su nacimiento en Ull de Ter, hasta Vilallonga discurre por entre extensos afloramientos de gneis y pizarras metamórficas, sin que se observen en su trazado netas influencias estructurales. El valle es muy encajado al atravesar los primeros («estret» de Morens), y más ancho en las pizarras. En este tramo recibe varios afluentes (barranco de la Coma de l'Orri, de Carboners, de Tragurá, etc.) de caudales poco importantes, debido a lo reducido de sus cuencas respectivas. Desde Vilallonga hasta Camprodon sigue muy aproximadamente una banda de terrenos gotlandienses, formados principalmente por pizarras muy poco resistentes. Se observa pues una adaptación a la constitución litoló-

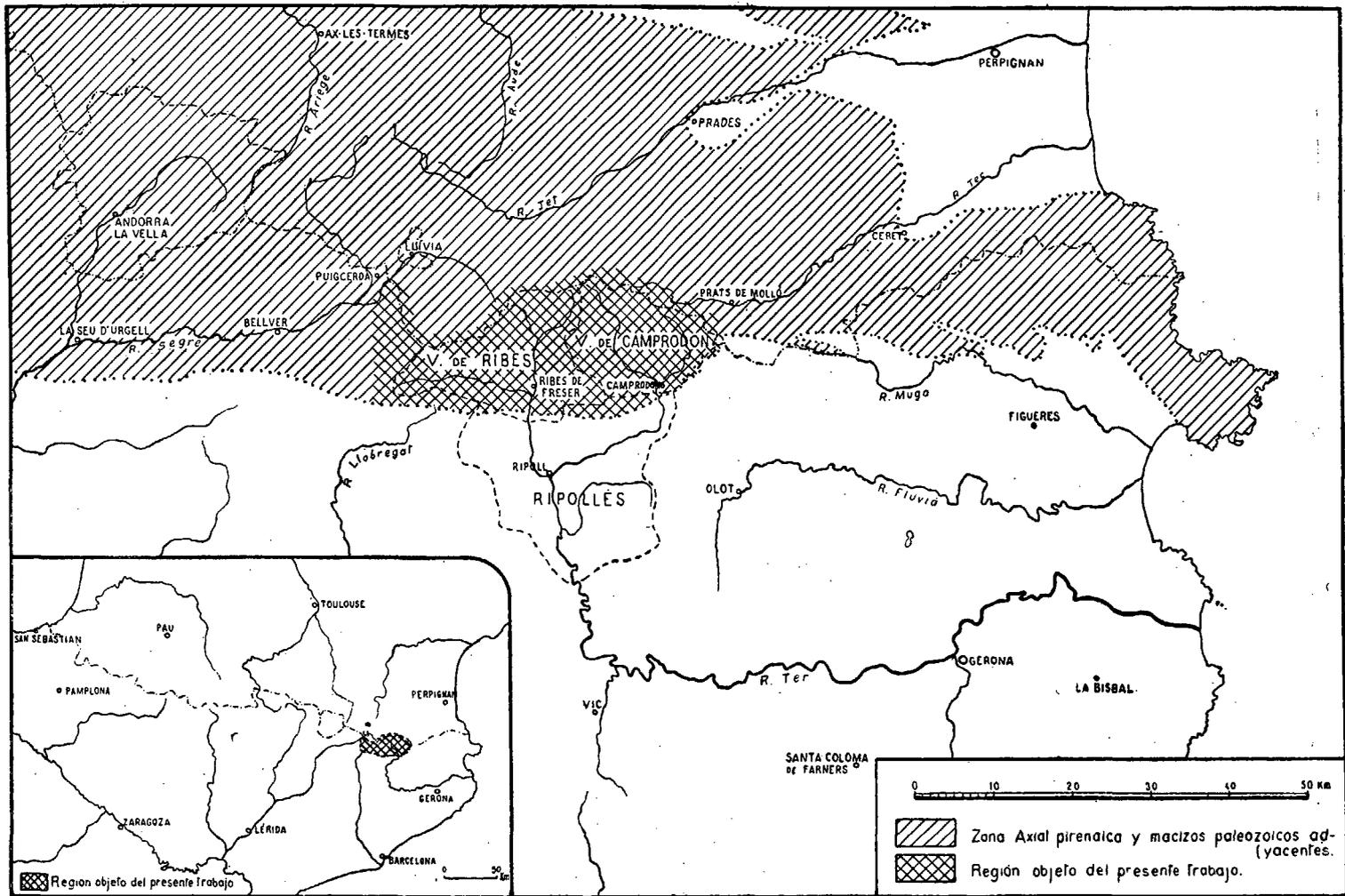


Fig. 1. — Situación de la región objeto del presente trabajo.

gica. El valle es en este trayecto mucho más ancho, y en las márgenes del río se han desarrollado terrazas bastante extensas. Recibe en este trayecto sólo dos afluentes dignos de mención: la riera de l'Abella y el Ritort. Entre Camprodon y Sant Pau de Segúries atraviesa el pequeño congosto de les Rocasses y sigue normalmente a la dirección de los estratos.

El Freser tiene un trazado en general obsecuente, y en la parte más alta de su curso parece independiente de la estructura. Recibe varios afluentes importantes: el Núria, que avena las laderas N. y E. del Puigmal; el Sagadell, que sigue un curso subsecuente, paralelo a un importante afloramiento de pizarras gotlandienses; el Rigart, de estas mismas características, pero situado en la margen derecha; y el Mardàs, de trazado netamente subsecuente sobre las margas lutecienses. Tanto en el Freser, como en sus afluentes, se observa en muchas partes de sus valles una relación evidente entre su grado de encajamiento y la naturaleza litológica de las laderas. Pero, especialmente por encima de los 1,300 m. de altitud, presentan alternancias de tramos encajados y tramos amplios, y cambios de pendiente que no se explican en modo alguno por este factor. Son rasgos en relación con un modelado policíclico, mucho mejor conservado en esta cuenca del Freser que en el Valle de Camprodon.

De estas tres comarcas de la cuenca alta del Ter, en el presente trabajo me dedicaré especialmente a las dos septentrionales: los valles de Ribes y de Camprodon. Los problemas geológicos que aquí se tratan son casi exclusivos de la Zona Axial, en la cual se hallan enclavadas aquéllas. Solamente el borde septentrional del Ripollés, donde está situado el límite entre la Zona Axial y el Prepirineo, interesa también aquí.

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS

Las características geológicas de la región objeto de este estudio son las normales de la Zona Axial pirenaica, especialmente en el tercio oriental de la cordillera. Afloran en ella terrenos pertenecientes a todos los sistemas de la era Primaria. Los fósiles han permitido asegurar la presencia del Silúrico, del Devónico y del Carbonífero. Pero es indudable que los terrenos más antiguos que afloran deben pertenecer al Cámbrico, aunque la falta de fósiles impide una delimitación precisa de este sistema. En el límite de la Zona Axial con el Prepirineo aparece el Permo-Trías, y la serie mesozoica-eocénica prepirenaica.

Una característica notable es el gran desarrollo del metamorfismo que se observa en los materiales paleozoicos. Se trata aquí de un metamorfismo de tipo regional, que afecta la base de la serie sedimentaria paleozoica, hasta el Ordoviciense medio por lo menos, y que puede alcanzar hasta el Devónico inclusive. A este metamorfismo regional se han superpuesto procesos de migmatización, originándose potentes formaciones de gneis y granitos de anatexia.

La actividad magmática ha sido en esta región, evidentemente, bastante menos importante que en otras de la misma Zona Axial. No obstante, no faltan manifestaciones interesantes. Se conocen diversos tipos de rocas filonianas y efusivas, cuyo estudio sobre el terreno y en el laboratorio, ha permitido clasificar y referir a varias fases distintas, en relación con los acontecimientos tectónicos. También existen interesantes yacimientos minerales, cuya génesis está íntimamente ligada con la actividad magmática pretérita.

Todo el material paleozoico fué afectado por los movimientos variscos. Se originó una estructura de plegamiento, cuyo estilo varía según las localidades, de acuerdo con las condiciones de los materiales. Más tarde, los movimientos alpidicos han superpuesto otra estructura de estilo diferente, de fractura, a los materiales paleozoicos. En el margen de la Zona Axial, especialmente, resulta muy visible esta superposición de estilos, gracias a conservarse allí retazos de la cobertera mesozoico-eocénica del borde del Prepirineo.

ESTUDIOS ANTERIORES

No puede calificarse de escasa la literatura geológica existente sobre esta región de la Zona Axial. Sin embargo, falta mucho para que esta región pueda considerarse bien conocida. Esta aparente contradicción se explica, en primer lugar, por las dificultades que su estudio ofrece, tanto por la complejidad de su constitución geológica, como por lo dificultoso que resulta el trabajo de campo en las zonas de mayor altitud. Por otra parte, si bien los trabajos que versan sobre ella son numerosos, solamente unos pocos contienen aportaciones originales importantes, y faltan en absoluto los estudios monográficos.

Las primeras notas con verdadero carácter geológico sobre esta región aparecen al comenzar el segundo tercio del siglo pasado. Se trata, sobre

todo, de estudios dedicados a la cuenca hullera de Ogassa-Surroca, más conocida por el nombre de cuenca de San Juan de las Abadesas. Pero poco a poco se extienden por fuera de ella, ya sea con la finalidad de buscar sus posibles continuaciones, ya sea con objeto de mera investigación científica. No trataré aquí de dar una lista completa de esta literatura, que ya se insertará en otro trabajo más extenso actualmente en preparación, pero citaré como obras más importantes de este período, las de Paillette (55), Maestre (43, 44, 45) y De Verneuil (19).

Al comenzar, con el último cuarto del siglo XIX, los trabajos de preparación del mapa nacional a escala 1: 400,000, por la Comisión del Mapa Geológico de España, la mayor parte de la cuenca alta del Ter estaba todavía absolutamente desconocida desde el punto de vista geológico. En muy pocos años, gracias a los trabajos de Vidal especialmente, se pudo disponer de dicho mapa. Es cierto que resulta ser más bien un bosquejo que un verdadero mapa, pero los rasgos principales de la estratigrafía del Paleozoico quedaron ya fijados, y se obtuvieron al mismo tiempo los primeros datos tectónicos y petrográficos de valor más general. Como trabajos más representativos de aquella época se pueden citar los de Vidal (72) y Maureta y Thos (47). Almera también contribuyó con algunas notas breves (1, 2, 3).

Desde finales del siglo pasado, varios geólogos franceses han contribuido asiduamente en el estudio geológico de esta región. Se deben mencionar aquí los trabajos de Roussel (62), Mengel (48 a 53) y, sobre todo, Dalloni (quien en su extensa memoria sobre el Pirineo Catalán (16), recopila todos los datos de los estudios anteriores). Esta aportación francesa ha sido realmente importante en cuanto a la Estratigrafía, ya que se ha precisado mucho mejor la caracterización de la mayor parte de los sistemas. Los mapas de Dalloni, y el propio mapa al 1: 80,000 (74), con todos sus numerosos errores, marcan un progreso respecto al 1: 400,000 levantado por Vidal, Maureta y Thos.

Al mismo tiempo, dos distinguidos geólogos catalanes han contribuido, por su parte, en el progreso del conocimiento geológico de la cuenca alta del Ter: Font y Sagué y Faura. El primero comenzó un estudio monográfico del Valle de Camprodon, que quedó interrumpido a causa de su prematura muerte. Publicó, como avance del mismo, algunas notas cortas pero interesantes (26 a 29). El segundo, en su tesis sobre los terrenos pa-

leozoicos de Cataluña (24) recopila los trabajos precedentes y añade nuevos datos originales sobre la Estratigrafía de esta región. Vidal y Thos y Codina publicaron en este siglo otros trabajos sobre la misma. El primero, una nota paleontológica (73), y el segundo una interesante memoria sobre los yacimientos metalíferos del Valle de Ribes (69), en la que se hace un estudio estratigráfico bastante detallado y se adjunta un mapa a escala 1: 50,000 de una parte de la comarca.

La memoria de Dalloni, recopila la mayor parte de los datos de los trabajos publicados antes de 1930. Con posterioridad a la misma no ha aparecido otra obra similar. Para la región objeto del presente trabajo, son de interés algunas obras posteriores de carácter más general, como las de Ashauer (5), Birot (9), Nussbaum (54), Llopis (41) y Closas (15). Obras referentes exclusivamente a esta región también han aparecido, debidas a varios autores (20, 23, 31, 32, 33, 35, 37, 40).

Gracias al conjunto de estas obras, pueden considerarse ya como bastante bien conocidas:

1.º La estratigrafía de los terrenos paleozoicos no afectados por el metamorfismo. Es decir, en general, el Ordoviciense superior, el Gotlandiense, el Devónico y el Carbonífero.

2.º Los grandes rasgos de la estructura del borde S. de la Zona Axial y sus relaciones con el Prepirineo.

3.º La estructura variscica en sus grandes rasgos, de una parte de la Zona Axial.

4.º Las principales características geomorfológicas.

Pero quedan todavía importantísimas cuestiones por aclarar o por resolver. Entre ellas, por ejemplo, se pueden citar:

1.º Constitución y posición cronológica de la serie basal paleozoica.

2.º La estructura variscica de la mayor parte de la Zona Axial, dentro la región objeto de estudio.

3.º La estructura alpídica de la Zona Axial.

4.º Carácter y desarrollo del metamorfismo y migmatización.

5.º La actividad magmática.

A estas cuestiones voy a dedicar especialmente el presente estudio. A otras más, de carácter geomorfológico es dedicado otro, en colaboración con D. Oriol Riba.

CONSTITUCIÓN Y POSICIÓN CRONOLÓGICA DE LA SERIE BASAL PALEOZOICA

Los materiales más inferiores que aparecen en esta parte de la Zona Axial son granito y gneis. El primero aflora solamente en la cresta fronteriza, entre el Pic de la Dona y el Pic de Costabona, pero se continúa por la vertiente francesa.

Los gneis afloran extensamente en el alto valle del Freser, aguas arriba de Queralbs, en el valle de Núria, y en la cabecera del Ter. También se continúan estos afloramientos, con mayor extensión aún, en la vertiente francesa.

Encima de los gneis descansa una potente serie pizarrosa, con algunas intercalaciones de otras rocas, la cual pasa insensiblemente, hacia arriba, a alguno de los niveles paleozoicos cuya posición está bien establecida: Caradociense, Gotlandiense, etc.

Así pues, queda bien patente la existencia de una serie basal netamente inferior a los niveles bien datados. Pero por su grado de metamorfismo faltan los fósiles que pudieran datarla a su vez. Antes de abordar este último problema, es indispensable una breve descripción de estos materiales, que permita obtener algunas consecuencias de orden estratigráfico y paleogeográfico. En el capítulo correspondiente al metamorfismo, serán estudiados más completamente dichos materiales.

LOS GNEIS

En el presente capítulo interesa, por de pronto, puntualizar que se trata de paragneis, es decir que se han originado a partir de rocas sedimentarias. Lo demuestran, no solamente su estudio petrográfico propiamente dicho, sino también las numerosas intercalaciones de rocas indiscutiblemente sedimentarias.

Así por ejemplo, en la Coma d'Aigols Podrits, en la cabecera del Freser, se hallan bancos de calizas interestratificados en perfecta concordancia con los gneis. Lo mismo se comprueba en las «gorges» de Carençà, en la vertiente N., donde los bancos calizos aparecen interestratificados con los gneis, a más de 1,000 m. por debajo del techo de éstos.

Además, existen intercalaciones de micacitas y cloritocitas en la masa del gneis, sin duda restos de las antiguas rocas existentes antes del proceso que ha llevado a la formación de los primeros. En las «gorges» del

Freser se las ve a unos 1,000 m. del techo de la formación de gneis, y en los alrededores de Núria y en la cabecera del Ter, a distancias menores. Lateralmente, dichas intercalaciones pasan a verdaderos gneis.

Todo ello prueba suficientemente que los gneis —por lo menos en sus 1,000 m. superiores— se han originado a partir de una serie sedimentaria.

Por otra parte, se observan también cambios laterales en la constitución litológica. Algunos niveles calizos que sirven de niveles-guía, permiten comprobar como las capas de gneis más altas en la cabecera del Freser pasan a cloritocitas y micácitas en Núria. Esto indica además, que el «frente» o techo de los gneis no sigue en modo alguno una superficie de estratificación, y que el tránsito de los gneis a cloritocitas y micácitas no corresponde a ninguna solución de continuidad en la serie sedimentaria originaria. Han sido los procesos ulteriores del metamorfismo y migmatización los causantes de aquel tránsito, que se manifiesta de modo brusco.

La potencia total de los gneis varía bastante según las localidades. En los afloramientos más occidentales, por ejemplo en las «gorges» del Freser, excede de 1,200 m., y no se observa el muro. Hacia el E. debe disminuir bastante rápidamente, por cuanto en los alrededores del Pic de Costabona, se reduce a unos 300 m. escasos. En la misma vertiente francesa se observa también esta disminución de potencia hacia el E., ya que en las laderas del valle del Tet se observan potencias de más de 1,500 m. («gorges» de Carencà), sin observarse el muro de los gneis, mientras en los alrededores de Prats de Molló no rebasan los 200 m.

Estas variaciones de potencia, lo mismo que las observadas en la posición del techo de los gneis, impiden asimilar a éstos a un sistema o piso determinado. Dalloni (16) los atribuye, con reservas, al Arcaico y Precámbrico. Pero la concordancia perfecta entre estos materiales y las capas paleozoicas, cada vez menos metamórficas a medida que su edad se hace más reciente, así como la consideración de la potencia intercalada entre el techo de los gneis y las capas del Caradociense y del Gotlandiense, bien caracterizadas, inclinan a creer que, en su mayor parte, estos gneis se han originado a partir de las capas cámbricas. Lo que en ningún caso puede admitirse es que las calizas intercaladas en esta serie sean del Devónico, como pretendía Mengel (48, 51, 74), y ya he demostrado en otro trabajo reciente (31). Baste recordar, a este respecto, la posición

de estas calizas, perfectamente interestratificadas en los gneis, más de 1,500 m. por debajo de los niveles-guía del Caradociense o del Gotlandiense.

En cuanto a la edad del granito, que aparece como muro de los gneis, en los afloramientos más orientales, ya se tratará en el capítulo dedicado al estudio del metamorfismo.

LA SERIE PIZARROSA

Encima de los gneis descansa una serie principalmente constituida por pizarras ligeramente metamórficas. Su grado de metamorfismo disminuye gradualmente hacia lo alto, con tal continuidad que pasa insensiblemente a los estratos paleozoicos no afectados en absoluto por los procesos metamórficos.

Aunque ya se tratará de ello extensamente más adelante, se debe precisar aquí que el metamorfismo es de carácter regional, y su intensidad no rebasa la de una epizona.

En este capítulo me limitaré a destacar: 1.º La constitución de esta serie, de la que no se había dado a conocer ningún corte con indicación de potencias, y 2.º La cuestión de su posición cronológica.

Por lo dicho a propósito de los gneis, el muro de esta serie pizarrosa se observa bien claramente sobre el terreno, y puede señalarse perfectamente su posición en el mapa geológico. En cambio el techo queda indefinido, ya que ninguna solución de continuidad se advierte entre estos materiales y los no afectados por el metamorfismo. De ahí, la dificultad que presenta el fijar la potencia de esta serie. Lo que sí puede hacerse es dar la del conjunto de capas comprendidas entre el techo de los gneis y alguno de los niveles-guía de posición cronológica bien definida, como el Caradociense o el Gotlandiense.

Si se comparan varios cortes de esta serie, obtenidos en localidades distintas, se comprueban notables variaciones.

En las sierras del borde de la Zona Axial los terrenos más antiguos que afloran pertenecen todavía al Gotlandiense, o como máximo al Caradoc-Ashgilliense. Pero en las laderas septentrionales de las mismas, junto a la alineación Collada Verda, Collada de Toses, La Molina, aparecen capas de edad más antigua.

Los trastornos tectónicos, muy intensos en esta zona, impiden la

obtención de buenos cortes. No obstante, en resumen, puede aceptarse la sucesión:

Techo: pizarras carbonosas y ampelíticas gotlandienses, con fósiles.

20-30 m. pizarras cuarcíticas o cuarcitas.

60-150 m. pizarras arcillosas, con intercalaciones lenticulares de calcoesquistos y calizas (éstas sólo en los alrededores de Ribes de Freser). En este nivel se han encontrado las faunas del Caradociense y Ashgillense (16, 23), siendo las más antiguas que se conocen en esta región.

100-250 m. alternancia de pudingas, areniscas y pizarras. Las primeras tienen mayor desarrollo, y contienen cantos más gruesos hacia el W. En la Cerdaña y cuenca de la Seu d'Urgell este tramo ha proporcionado faunas del Caradociense (64, 65, 66).

100-200 m. pizarras arcillosas pardas, en general conteniendo pajitas de sericita de neoformación.

Muro: pizarras algo cuarcíticas verdosas a causa de la clorita de neoformación. Se presentan estas capas especialmente bien desarrolladas en las montañas del N. de Planoles, por lo cual, y tratarse de un nivel muy constante, podrían llamarse «capas de Planoles». Su potencia excede de 150 m.

En las montañas situadas más al N. de la alineación ya indicada (La Molina, Collada de Toses, Collada Verda) aparecen por debajo del nivel de las «capas de Planoles», otros más inferiores, hasta llegar al techo de los gneis. Además, se observan interesantes cambios en la naturaleza litológica de alguno de los niveles superiores ya referidos. La sucesión completa puede resumirse así:

Techo: pizarras ampelíticas, sin fósiles, pero referibles al Gotlandiense sin género de dudas.

250-350 m. pizarras arcillosas y sericíticas, de colores variados, con algunas intercalaciones ferruginosas.

150-200 m. pizarras verdosas («capas de Planoles»), con sericita y clorita de neoformación.

500-1200 m. pizarras sericíticas y cloriticas, con intercalaciones de calizas, calcoesquistos y dolomías en bancos lenticulares, así como también de pizarras con silicatos cálcicos, y de porfiritas en filones-capa.

Muro: gneis.

En esta parte de la región estudiada, se comprenden fácilmente las fuertes variaciones de potencia, especialmente del tramo más inferior, debido a la variable posición estratigráfica del «frente» de los gneis. En Núria el frente está más bajo, y por ello, entre las pizarras ampelíticas y los gneis se extienden unos 1,800 m. En cambio, hacia el E., esta distancia se acorta rápidamente. En los alrededores de Setcases puede estimarse en unos 900 m. escasos.

Si se comparan los cortes de esta zona más septentrional, con los obtenidos cerca de la alineación La Molina, Collada de Toses, Collada Verda, se comprueba que en estos últimos los materiales detríticos desempeñan un papel importante, mientras al N. faltan por completo las pudingas y aun las verdaderas cuarcitas. En cambio se observa un predominio marcado de las rocas originadas por sedimentos finos, especialmente arcillosos. Las tierras emergidas de las cuales procedían las aportaciones detríticas groseras debían hallarse más al S. del actual borde de la Zona Axial. Las facies de los materiales de la zona septentrional indican una persistencia de las condiciones de lejanía de las costas. Como más al N. todavía, en la vertiente francesa (Prades, etc.) reaparecen las facies detríticas, debe llegarse a la conclusión de que las montañas de la actual cresta fronteriza jalonan aproximadamente el eje de un surco en la cuenca de sedimentación que ha permanecido alejado de las costas situadas tanto al N. como al S. (bordes de la Montagne Noire y del macizo del Ebro, emergidos durante varias épocas anteriores al Gotlandiense) (6, 34, 68).

En cuanto a la cronología de estos materiales, se presentan las mismas dificultades ya expresadas para los gneis. No cabe duda de que los tramos más altos, situados debajo del Gotlandiense o del Caradoc bien caracterizados, pertenecen todavía al Ordoviciense. Pero probablemente los más bajos serán cámbricos. No puede señalarse la separación de ambos sistemas. La gran potencia alcanzada por esta serie, por lo menos en las localidades donde se presenta mejor desarrollada, inclina a creer que la parte inferior sea realmente cámbrica, pero no puede probarse de modo absolutamente concluyente (31). Se debe advertir, sin embargo, que las capas de los tramos más bajos, con las intercalaciones de calizas y calcoesquistos recuerdan perfectamente la sucesión del Cámbrico de la vertiente S. de la Montagne Noire (34, 68). Ni faltan siquiera las calizas agu-

jereadas («calcaires troués»), especialmente bien desarrollados en los alrededores de Queralbs, completamente análogas a las de dichas localidades francesas.

LA SERIE PALEOZOICA NO METAMÓRFICA

Aunque bastante bien conocida gracias a los trabajos precedentes, se imponía una revisión general de la estratigrafía de los materiales paleozoicos no afectados por el metamorfismo. Por otra parte, si bien en la literatura existente se dan numerosos datos descriptivos de los materiales, faltan casi en absoluto datos acerca de las potencias alcanzadas por los distintos sistemas y pisos.

Una línea casi recta que pasara por La Molina, la Collada de Toses, Ribes de Freser, la Collada Verda y Camprodon, dividiría la región objeto de este estudio en dos partes de características estratigráficas netamente diferentes. Al N., quedarían la casi totalidad de los afloramientos de las rocas metamórficas. Al S., la mayor parte de los afloramientos del Paleozoico no metamórfico. No es este el único contraste que puede observarse, como ya se comprobará más adelante.

ORDOVICIENSE

De esta serie paleozoica no afectada por el metamorfismo, las capas más antiguas aparecen en La Molina, en varios puntos de las laderas meridionales del valle del Rigart, en las cercanías de Ribes, Pardines y Camprodon, etc. Se trata de una potente serie de pizarras arcillosas y arenosas, que en su parte alta contienen bancos de pudingas interestratificados, así como también —más localizados— bancos lenticulares de calizas y de calcoesquistos. Las pudingas tienen mayor importancia entre La Molina y Toses, donde alcanzan un total de unos 40 m. repartidos en dos o tres bancos. Hacia el E. se hacen menos potentes, y sobre todo, sus cantos constituyentes se hacen más pequeños. En Camprodon, por ejemplo, más que de una pudinga, se trata de una arenisca grosera con algunos cantos rodados.

Los calcoesquistos y calizas faltan totalmente en muchos cortes. En cambio, entre los meridianos de Planoles y de Pardines adquieren gran desarrollo; al S. de Ribes se observa un banco de caliza de unos 15 m. de potencia, y varios, más delgados, de calizas y calcoesquistos. En estas ca-

pas altas han sido halladas faunas características del Caradociense y Ashgillense (16, 23, 24), etc., que resultan ser las más antiguas conocidas en esta región del Pirineo.¹

GOTLANDIENSE

El tránsito de las capas del Ordoviciense superior a las del Gotlandiense está generalmente trastornado. El límite superior de las primeras suele ser una discordancia mecánica. En los pocos puntos donde dicha sucesión es normal (Collada Verda, Camprodon, etc.) se observan unos 25 m. de pizarras más o menos arenosas, que pueden pasar a verdaderas cuarcitas (Collada Verda).

Encima viene el característico tramo de pizarras carbonosas y ampe-líticas, que tan bien se destaca, no solamente por su color negro, sino por las formas suaves del relieve que su aparición origina. En este tramo se han recogido faunas del Gotlandiense, especialmente ricas en graptolitos, con varios yacimientos muy conocidos en Camprodon (7, 16, 20, 27, 36) etc. Los graptolites demuestran la presencia de los pisos Tarannon y Wenlock. Aun teniendo en cuenta la influencia que han tenido indudablemente las laminaciones, en un material tan plástico, no cabe ninguna duda de que este tramo de pizarras tenía originariamente potencias muy diferentes según los puntos. Un máximo debía alcanzarse entre los meridianos de Pardines y Camprodon, donde actualmente alcanza más de 200 m. sin contar las repeticiones por efecto del plegamiento. Tanto al E. como hacia el W. disminuye dicha potencia ostensiblemente; en La Molina no parece que haya alcanzado más de 40 m.

A las pizarras negras del Tarannon-Wenlock sucede un tramo de calizas en bancos delgados, también carbonosas (16, 24, 36, 73) etc. Contienen una fauna más variada que las pizarras de su muro: lamelibranquios (*Cardiola*, *Panenka*, etc.), gasterópodos, cefalópodos (*Orthoceras*, con varias especies), braquiópodos, y crinoideos del Ludlow. En total este tramo alcanza unos 10 m. como máximo, pero generalmente se halla muy triturado y más o menos laminado, ya que el tránsito Gotlandiense-Devónico está generalmente jalonado por una discordancia mecánica, lo mismo que el Ordoviciense-Gotlandiense.

¹ Se debe citar aquí el hallazgo del *Calymene tristani*, característico del Llandeilo, en La Molina, dado a conocer por el profesor Llopis (40). Pero como el ejemplar en cuestión no fué recogido *in situ*, no puede identificarse ni delimitarse dicho piso en la serie paleozoica.

DEVÓNICO

Únicamente en algunos puntos de las laderas septentrionales de Serra Cavallera y de los alrededores de Camprodon es posible seguir una sucesión normal del Gotlandiense al Devónico. Allí se observa que encima de las calizas en bancos delgados carbonosas vienen otras más compactas, también negras, con unos 6-10 m. de potencia como máximo, con crinoides análogos a las primeras, y seguidamente calizas grises con manchas ocre, que contienen algunos *Tentaculites*. En otros puntos, parece ser que la base del Devónico está constituida por calcoesquistos, pero faltan buenos cortes que permitan asegurarlo.

El Devónico se caracteriza por el predominio casi absoluto de las calizas y calcoesquistos. Solamente en un corte en el valle del Ter he hallado una intercalación esquistosa, y aun es poco potente. En la región objeto de estudio el Devónico puede considerarse dividido en dos tramos de características diferentes.

El inferior apenas contiene fósiles determinables. Solamente por comparación con los cortes de otras partes de la Zona Axial, puede asegurarse que comprende desde el Gediense hasta el Givetiense, pero no es posible, en modo alguno, delimitar los pisos. Su potencia total oscila desde unos 400 m. en Puigllançada y Castellar d'en Hug hasta unos 250 m. en Camprodon. Se observan también algunas variaciones locales: gran desarrollo de dolomías en la base, y calcoesquistos abigarrados hacia la parte alta del tramo (probablemente la correspondiente al Eifeliense), hacia el W.; mayor homogeneidad caliza hacia el E.

El tramo superior es más fosilífero. Se identifican bien los pisos Frasnense y Fameniense. Ambos con calizas con cefalópodos: rojas amigdalinas («griotte»), con *Cheiloceras* y *Tornoceras* en el Frasnense (8-20 m.); grises, rosadas o verdosas, con climénidos, en el Fameniense (10-25 m.) Ambos pisos son muy fáciles de reconocer, y constituyen, análogamente a las pizarras negras del Gotlandiense, preciosos niveles-guía para las interpretaciones tectónicas.

CARBONÍFERO INFERIOR

El tránsito del Devónico al Carbonífero inferior queda muy patente gracias a un brusco cambio en la calidad de los materiales. A las calizas del Fameniense se superponen líticas, generalmente negras, que constituyen los materiales más antiguos del Carbonífero. Queda por resolver la

cuestión de una posible laguna estratigráfica, correspondiente a la mayor parte del Tournaisiense, como la que se ha comprobado en la Montagne Noire (10, 11, 17, 18, 34). Lo que sí puede afirmarse es que en varios puntos (laderas del S. del Puigllançada, y más al W.) faltan las liditas, pero por efecto de una fase erosiva intracarbonífera.

Sea como sea, el hecho es que pueden distinguirse perfectamente tres tramos en el Carbonífero inferior: en la base, las liditas, con 2-10 m.; luego pizarras silíceas, con 5-10 m., y finalmente una serie muy potente detrítico-pizarrosa, que puede alcanzar más de 1,000 m. Estos tramos se presentan con gran uniformidad en todo el ámbito de la región estudiada.

Sin embargo, pueden también advertirse algunas diferencias locales. En primer lugar, en algunos cortes se observa la presencia de algunos bancos delgados de calizas, interestratificados con las pizarras silíceas cercanas al muro de la formación. En segundo lugar, es interesante señalar que la importancia de las aportaciones detríticas del tramo superior, así como el grosor de los elementos de las mismas aumenta de E. a W. En Camprodon, por ejemplo, dicho tramo está constituido por una alternancia de bancos delgados de areniscas de grano fino y pizarras arcillosas con abundantes pajitas de mica; en los alrededores de Castellar d'en Hug, las areniscas son ya más groseras; y en las laderas meridionales del Puigllançada, se presentan potentes bancos de pudíngas alternantes con pizarras, las cuales son más frecuentemente pizarras arenosas que arcillosas.

Los fósiles son escasísimos en esta formación; solamente se hallan con cierta frecuencia restos vegetales (*Archaeocalamites*). No lejos de los límites occidentales de la región objeto del presente trabajo, Dalloni (16) ha citado en esta formación unas faunas netamente viseenses, y ha atribuido al Tournaisiense las liditas de la base. Sea o no con la existencia de una laguna estratigráfica en parte del Tournaisiense, no cabe duda de que este Carbonífero inferior representa el Dinantiense más o menos completo, pero con una típica facies «culm» que debe relacionarse con el principal acontecimiento tectónico ocurrido en el Paleozoico de esta región: los plegamientos variscos. Con esta serie de tipo «culm» termina el ciclo sedimentario anterior al plegamiento principal.

ESTEFANIENSE Y SERIE POSTVARISCICA

Los materiales posteriores al Dinantiense se presentan en todas partes en discordancia con el substrato. Los más antiguos de los mismos per-

tenecen al Estefaniense. Se trata de una serie detrítico-arcillosa, con puddingas, areniscas y pizarras, que contienen capas de hulla. Aparecen solamente al S. de Camprodon, y en Surroca y Ogassa, donde se explotó una pequeña cuenca hullera de tipo limnico. Su potencia total es difícil de evaluar a causa de los trastornos tectónicos, pero no parece en ningún punto superior a los 200 m.

Encima del Estefaniense, donde existe éste, o bien descansando directamente en discordancia sobre su substrato plegado silúrico, devónico o carbonífero inferior, aparecen las típicas capas de intensos tonos rojos y cárdenos atribuidas al Permo-triásico. Se trata sobre todo de conglomerados más o menos brechoides de elementos cuarzosos y areniscas groseras que alternan en bancos poco potentes, con otros de arcillas. Con esta formación se inicia la serie sedimentaria postvariscica, que ha sido plegada, a su vez, por los plegamientos alpidicos. No entra en el plan de este trabajo una referencia detallada de la misma. Solamente interesa notar que en el borde de la Zona Axial aparece constituida por la sucesión: Permo-triásico, Senonense (sólo desde el meridiano de Montgrony hacia el W.), Garumnense y Eoceno. Se trata pues de una sucesión mucho más incompleta que la que se halla poco más al S., la de la «serie de Pedraforca» (5, 16, 60).

* * *

Como ha quedado dicho en el capítulo anterior, algunos de los tramos de esta serie no metamórfica pueden identificarse bien dentro la sucesión de la metamórfica. Así por ejemplo, los niveles de pizarras negras del Gotlandiense, los lentejones de calizas y calcoesquistos del Caradoc-Ashgillense, etc. De esta manera pueden compararse cortes de las localidades situadas a ambos lados de la mencionada alineación La Molina, Collada de Toses, Collada Verda, Camprodon, y obtener así resultados más completos desde el punto de vista de la Paleogeografía y del desarrollo de la sedimentación. A ellos va dedicado el siguiente capítulo.

EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA ²

Un hecho debe ser destacado desde un principio, en cuanto a la historia geológica durante el Paleozoico del ámbito objeto de este estudio: es

² Para hacer las oportunas comparaciones con los resultados paleogeográficos correspondientes a otras regiones vecinas, es recomendable la consulta de la memoria de Marcet (46).

la continuidad del carácter marino en la sedimentación, hasta entrado el Carbonífero inferior. Este ámbito—lo mismo parece poder ampliarse a toda la Zona Axial pirenaica—ha permanecido al margen (excepto en el Tournaisiense) de los movimientos de emersión que han afectado otras áreas al N. y al S. de la misma durante algunas de las épocas del Paleozoico.

Durante el Cámbrico y hasta el Ordoviciense superior, según atestiguan los sedimentos de estas épocas, las costas estuvieron en general alejadas de la zona objeto del actual estudio. La profundidad del mar en ella pudo no ser muy grande, por lo menos en algunas épocas, a juzgar por los bancos de calizas y dolomías existentes. Pero la falta de fósiles impide precisar más a este respecto.

El Ordoviciense superior (Caradoc-Ashgillense) fué una época de características diferentes. Los importantes depósitos detríticos, con bancos de conglomerados incluso, a juzgar por su localización prueban la proximidad muy inmediata de tierras emergidas, tanto al N. como al S. de la actual Zona Axial. Esta emersión debe ser considerada como una repercusión —un movimiento sinorogénico— de una fase orogénica caledoniana, ya que faltan discordancias de esta edad, no sólo en el Pirineo³ sino también en las Cordilleras Costeras de Cataluña y en la mayor parte de las montañas variscas de España. Las tierras emergidas al S. de la actual Zona Axial no debían alcanzar una gran anchura, ya que en el Montseny y en las Gabarres vuelve a encontrarse una continuidad estratigráfica absoluta en todo el Silúrico (6). En el Ashgillense se advierte un carácter transgresivo, ya que desaparecen los conglomerados, se sedimentan principalmente pizarras, y, localmente, calizas y calcoesquistos con faunas propias de poca profundidad.

Al principiar el Gotlandiense, parece que hubo una recurrencia de la emersión señalada en el Caradociense, ya que se hallan en algunos puntos cuarcitas y pizarras arenosas. Pero pronto, las pizarras del Wenlock y Tarannon —tan uniformes en todo el ámbito peninsular y aun en la mayor parte de Europa Occidental— acreditan un régimen transgresivo general-

³ Schmidt (64) ha citado en Vilamur una discordancia de 60° en el muro del Caradoc; la cual correspondería según dicho autor a una nueva fase —«pallarésica»— de los movimientos caledonianos. Creo que sería preciso verificar la existencia real de dicha discordancia. Pero aun en el caso de confirmarse, no dejaría de tratarse de un hecho exclusivamente local, pues en ningún otro punto de la Zona Axial, donde sea visible el muro del Caradociense, se ha observado hasta ahora.

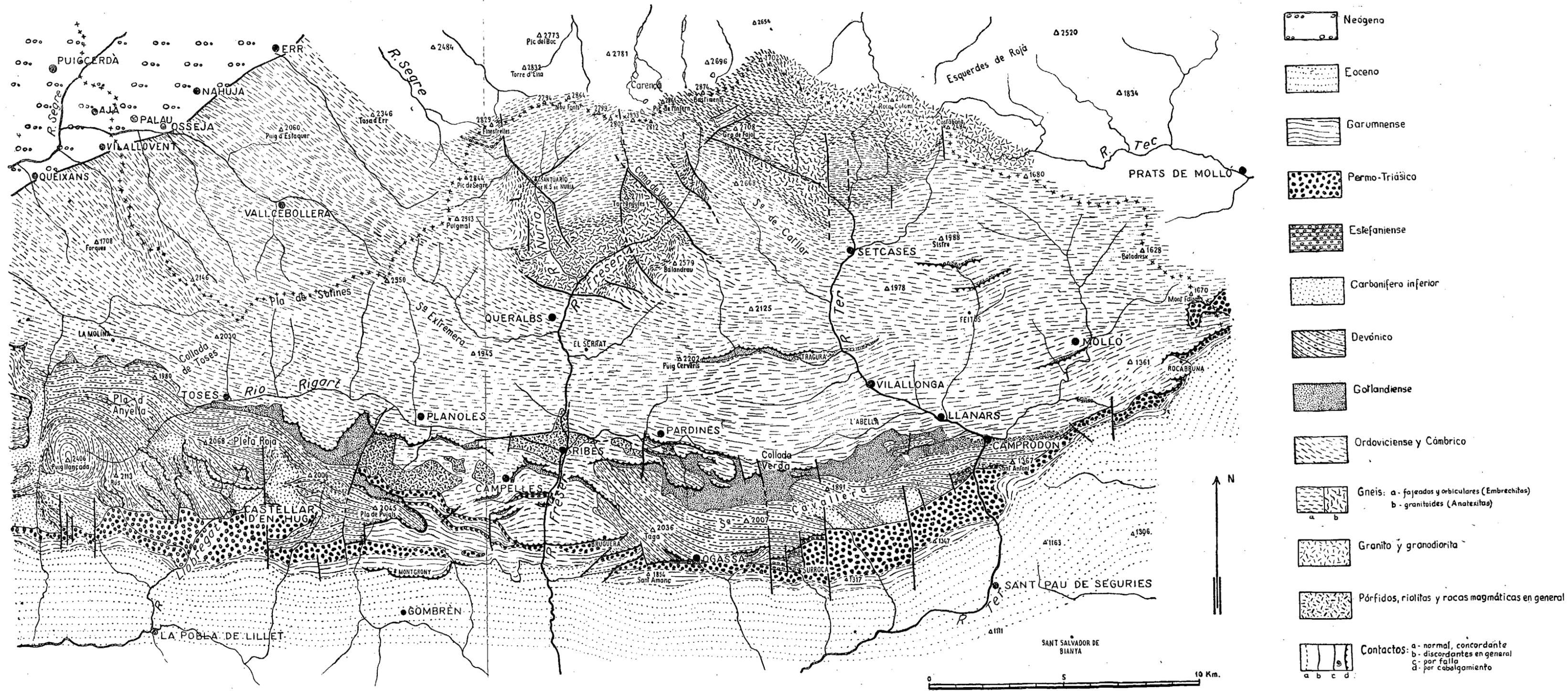


Fig. 2. — Mapa geológico (esquemático) de la región objeto del presente trabajo. (No han sido señalados los afloramientos de terrenos cuaternarios, a fin de destacar mejor las características estructurales).

zado. Las tierras emergidas debían quedar entonces a gran distancia de la actual Zona Axial. Las condiciones del medio en que fueron depositadas estas capas, caracterizadas por la presencia de grafito, marcasita, etc. no parecen estar representadas en los océanos actuales y plantean interesantes problemas paleoceanográficos no resueltos hasta ahora. De todos modos, puede ya asegurarse que las pizarras ampelíticas con graptolites no representan necesariamente sedimentos de gran profundidad como se había pretendido. En la región objeto de este estudio, por ejemplo, se comprueba como en su techo pasan a las calizas, también carbonosas, del Ludlow, las cuales contienen una fauna variada y propia de profundidades reducidas, como ya se ha indicado.

El régimen marino persiste durante todo el Devónico. La profundidad poco considerable al principio (presencia de dolomías y calizas dolomíticas), debió hacerse mayor en el Mesodevónico (calizas y calcoesquistos con cefalópodos) y disminuir rápidamente al final del Devónico superior.

Después del periodo de emersión que debió comprender buena parte del Tournaisiense, viene una nueva transgresión, en la que se depositan las liditas y pizarras silíceas que constituyen, en esta región, la base del Dinantiense. Pero pronto la sedimentación acusa influencias continentales cada vez más acentuadas. La serie de conglomerados, areniscas y pizarras de facies «culm», es claramente correlativa con la emersión y levantamiento de tierras próximas. Los movimientos epirogénicos, al mismo tiempo, afectan directamente al ámbito de la cuenca de sedimentación; las capas basales del Dinantiense son barridas de unos puntos, mientras en otros se depositan conglomerados con cantos de lidita. Esta notable actividad epirogénica —emersión general en el Tournaisiense inferior, emersiones más localizadas, más tarde— patentizan un repercusión importante de la fase bretónica de los movimientos variscos.

Las capas más altas que han podido datarse en esa serie de facies «culm» pertenecen todavía al Viseense (16). Parece lo más probable que al comenzar el Westfaliense —fase Sudética— fué cuando tuvo lugar el plegamiento de los materiales depositados hasta entonces en la cuenca de sedimentación, y surge en su lugar, la cordillera variscica, de la cual forma parte el ámbito de la zona objeto de este estudio.

Más tarde, durante el Estefaniense, en algunas cuencas interiores de dicha cordillera se establece un régimen lacustre. Una de ellas es la que origi-

nará la cuenca hullera de Surroca-Ogassa. Los restos vegetales no se depositan aquí en varias áreas de régimen parálico, como las que originarán las ricas cuencas hulleras de Inglaterra, N. de Francia, Bélgica y Alemania, sino en pequeños lagos. En consecuencia, no pueden compararse la potencia, extensión y regularidad de las capas de hulla de las cuencas parálicas, con las de las pequeñas cuencas pirenaicas.

Probablemente durante el mismo Estefaniense, y sobre todo durante el Pérmico, y quizás en el Triásico, se desarrolla una importante actividad volcánica. Así lo atestiguan los afloramientos de riolitas y porfiritas abundantes en el borde S. de la Zona Axial. Al mismo tiempo, prosigue la denudación de los relieves de la cordillera variscica, bajo un clima cada vez más cálido, como lo indica la calidad de los sedimentos permotriásicos.

Con el comienzo de la era Mesozoica puede considerarse terminado el ciclo variscico, iniciándose seguidamente el alpídico. La evolución paleogeográfica de la región objeto de este trabajo durante dicho ciclo alpídico requeriría la consideración de otros datos estratigráficos, tectónicos y también geomorfológicos, que no se han expuesto en los capítulos precedentes. Por otra parte, saldría fuera de los propósitos del presente trabajo, dedicado fundamentalmente a todo lo referente a la geología variscica de una parte de la Zona Axial pirenaica.

LA ESTRUCTURA TECTÓNICA

El ámbito pirenaico ha sido afectado intensamente por los movimientos orogénicos variscicos y alpídicos. En consecuencia, los materiales integrantes de la Zona Axial, cuya edad es anterior a los primeros, han debido experimentar sucesivamente la influencia de unos y otros movimientos. En la región objeto de este trabajo, por ejemplo, se advierte muy claramente la superposición de accidentes tectónicos correspondientes a ambos. Se trata pues de una región de estructuras tectónicas superpuestas.

No en todos los casos es posible deslindar bien los accidentes variscicos de los alpídicos, pero en general se pueden distinguir unos de otros, debido a ostentar un estilo diferente. Esta diferencia es resultado de las diferentes circunstancias y características que los materiales tenían respectivamente durante unos y otros movimientos.

Los movimientos variscicos actuaron sobre una potente serie sedimentaria que no había todavía experimentado ningún plegamiento. Se

trataba de materiales plásticos, y los empujes orogénicos originaron en ellos pliegues de diversas características según diferencias litológicas y circunstancias locales. El estilo de la estructura variscica, es, por consiguiente, un estilo de plegamiento, cuyas variaciones locales serán oportunamente estudiadas.

En cambio, los movimientos alpidicos se encontraron con una masa de materiales ya plegados, cuya rigidez todavía quedaba aumentada por la presencia de intrusiones magmáticas ya consolidadas. Se trataba de «materiales muertos» en el sentido de Argand (4), cubiertos —posiblemente sólo en parte— por una delgada cobertera de capas mesozoicas y eocénicas. Una masa de tales características sólo podía experimentar abombamientos de gran radio, y fracturarse. Por ello, el estilo de la estructura alpidica de la Zona Axial es un estilo de fractura, que contrasta con el de la estructura alpidica del Prepirineo, donde las capas mesozoicas y eocénicas, por su plasticidad mucho mayor, pudieron plegarse.

LA ESTRUCTURA VARISCICA

La estructura variscica de esta parte de la Zona Axial ofrece, como ya he puesto de manifiesto en otra publicación (33), características bastante diferentes a uno y otro lado de la alineación Collada de Toses, Ribes, Collada Verda. Conviene pues distinguir dos unidades tectónicas fundamentales.

En la septentrional afloran casi exclusivamente terrenos anteriores al Devónico, en general afectados más o menos intensamente por los procesos metamórficos.

En la meridional, por el contrario, afloran principalmente las capas del Devónico y del Carbonífero, no afectadas por el metamorfismo.

Pero además de esta desigual constitución estratigráfica, existen marcados contrastes en cuanto a los estilos tectónicos dominantes, que aconsejan el estudio por separado de ambas zonas.

Zona meridional. — La estructura de esa zona meridional, que constituye el borde de la Zona Axial pirenaica en su parte correspondiente a la cuenca alta del Ter, es muy compleja. En primer lugar, debido a la superposición de los accidentes tectónicos de edad alpidica —muy importantes en esa zona— a los de edad variscica. Pero además, por la propia complejidad de estos últimos. En muchos parajes, gracias a unos y otros

accidentes, los materiales paleozoicos aparecen fragmentados en una infinidad de pequeños retazos separados por contactos anormales, con frecuentes laminaciones de los tramos de rocas más plásticas, de tal modo que un mapa geológico detallado tendría un aspecto a primera vista realmente caótico.

No obstante, si se deslindan, hasta el punto en que es ello posible, los accidentes alpidicos de los variscicos, estos últimos se integran de un modo coherente en una estructura de plegamiento —en general muy compleja en detalle— cuyos rasgos esenciales quedan bien definidos. Antes que precisar éstos, es oportuno un breve análisis regional que ponga de manifiesto los rasgos locales.

El macizo de Puig d'Alp⁴ se muestra construido por un haz de pliegues de carácter algo particular. El Silúrico no aflora más que en las laderas septentrionales, y sólo en pequeños retazos. En la mayor parte del macizo afloran exclusivamente el Devónico y el Carbonífero. El hecho de no aparecer el Silúrico, ni siquiera en los núcleos de los anticlinales más erosionados, sugiere la existencia de un despegue general del conjunto Devónico-Carbonífero respecto su substrato silúrico. Además, se debe señalar aquí la existencia de un corrimiento de cierta importancia; las capas de la cumbre de Puig d'Alp forman una escama que reposa anormalmente sobre su substrato, mediante una superficie muy tendida. Las primeras muestras, además, un estilo de plegamiento netamente diferente del de su substrato, el cual está constituido por varios pliegues de gran envergadura, de flancos muy levantados, con vergencia general hacia el SSW. Los materiales integrantes de la escama están afectados por pequeños pliegues de flancos muy tendidos, y rotos por fallas «de acomodación».⁵ Se trata pues de un tipo estructural diferente de los que hasta ahora han sido identificados en otras partes de la Zona Axial, donde hasta ahora no han sido observados fenómenos de corrimiento comparables al referido.

El macizo de Puigllançada tiene una estructura aparentemente mucho

⁴ Un estudio detallado del mismo ha sido efectuado por el profesor Solé Sabarís en colaboración con el autor de estas líneas. Sus resultados se dan a conocer en un trabajo aparte, en curso de publicación.

⁵ Es decir, fallas que no afectan más que a las capas integrantes de la escama corrida. Se han originado al deslizarse ésta encima de su substrato, allí donde la plasticidad de las primeras no era suficiente para amoldarse a las irregularidades de la superficie de deslizamiento.

más sencilla. La cúspide y las partes más altas están modeladas sobre los calcoesquistos del Devónico medio, que integran un gran domo ligeramente vergente hacia el S. En las laderas meridionales, hasta el mismo borde prepirenaico, se reconocen una serie de pliegues en cascada, fuertemente vergentes hacia el SSW. Sus núcleos sinclinales están jalonados por afloramientos del Carbonífero, que se prolongan hacia el W. hasta alcanzar con los del macizo de Puig d'Alp. El contacto N. del Devónico con el Silúrico, en los alrededores de La Molina, es netamente anormal. Las capas Devónicas, casi horizontales allí, reposan sobre un substrato silúrico intensamente afectado por pliegues de dirección WNW.-ESE. Se trata de una superposición anormal, con disarmonía absoluta entre el substrato y los materiales devónicos que han resbalado por encima, provocando la frecuente laminación de los plásticos materiales del Gotlandiense. El despegue general, al nivel del contacto Silúrico-Devónico, no aparente en el macizo de Puig d'Alp, se muestra aquí de modo patente y claro, siguiendo el límite entre ambos terrenos por las laderas septentrionales del macizo, hasta la Collada de Toses.

Al E. del Puigllançada, en las crestas de la cabecera del Llobregat, afloran exclusivamente el Devónico y el Carbonífero. Pero dichos terrenos muestran un estilo de plegamiento más violento que el que aparece en aquel macizo. En la montaña de Rus, y hasta Castellar d'en Hug, se observa un régimen de escamas vergentes hacia el SSW. Parece que los materiales carboníferos, relativamente plásticos, han favorecido su desarrollo, permitiendo el resbalamiento de los paquetes, más rígidos, de las calizas y calcoesquistos devónicos. En las laderas septentrionales de dicha cresta, se continúa observando el despegue general del conjunto Devónico-Carbonífero encima del Silúrico. Por otra parte, las capas silúricas no aparecen en ningún núcleo de los anticlinales del Devónico, ni en las superficies de deslizamiento de las escamas que afectan a este último y al Carbonífero. Es evidente pues, la existencia de una tectónica diferencial, con la individualización de dos unidades superpuestas disarmónicas (fig. 3-1).

Unos 3 Km. más al E. de Castellar, la estructura variscica de la unidad superior —devónica-carbonífera— queda profundamente enmascarada por los accidentes alpidicos. Toda la cresta divisoria Rigart-Mardàs está modelada sobre las calizas devónicas y las areniscas y pizarras carboníferas afectadas por pliegues de dirección general WNW.-ESE. o W.-E. Pero

el conjunto devónico-carbonífero descansa anormalmente sobre el Permo-Trias, localmente, con interposición de pizarras y calizas gotlandienses. La estructura se hace particularmente compleja en los alrededores de Montgrony, con tal inextricable superposición de los accidentes alpidicos y variscicos, que resulta prácticamente imposible la reconstitución de la primitiva estructura variscica (fig. 3-II). Más fácil resulta en la unidad inferior —silúrica— que se muestra afectada por pliegues isoclinales e imbricados, de dirección general E.-W. Las intrusiones porfídicas y felsíticas muy importantes al S. de Planoles y en los alrededores de Campelles, alteran localmente las direcciones de los pliegues.

En las laderas del valle del Freser prosiguen las características anteriores. El Silúrico muestra una apretada sucesión de pliegues vergentes hacia el S., localmente perturbados por las intrusiones porfídicas de los alrededores de Ribes (fig. 4-I). Pero la presencia de escamas del Permo-Trias y del Garumnense, pellizcadas entre las propias pizarras silúricas, demuestran que la estructura actual ya no es, por lo menos en esa zona marginal, la misma que se originó por los movimientos variscicos. No cabe duda de que algunos pliegues, algunas escamas paleozoicas, han sido realmente removidas por efecto de los movimientos alpidicos. Pero no hay que suponer en modo alguno que se haya producido, por parte de estos últimos, una removilización general de los materiales paleozoicos. Ya habían adquirido excesiva rigidez para ello, como lo demuestra el hecho que en sus contactos con los terrenos más modernos aparecen fuertemente triturados, así como también la falta de pliegues de pequeño radio referibles a una edad alpidica.

Al E. del Freser, el estilo tectónico de esa zona meridional cambia. Ya no se vuelve a encontrar un despegue generalizado al nivel del contacto Silúrico-Devónico. Las pizarras silúricas se hallan implicadas plenamente en los pliegues que afectan al Devónico y al Carbonífero. Por otra parte, vuelven a distinguirse mejor los accidentes variscicos de los alpidicos. Los primeros integran una estructura intensamente imbricada, caracterizada por el desarrollo de varias escamas de vergencia claramente meridional, constituidas por paquetes de capas silúricas, devónicas y carboníferas. Las cobijaduras son importantes, pues, por ejemplo, al S. de Pardines, se observa el Ordoviciense encima de varios niveles del Devónico, y, en el Coll del Pal, el Gotlandiense queda a pocos metros del Carbonífero infe-

rior. La plasticidad de las pizarras ampelíticas gotlandienses ha favorecido notablemente el desarrollo y movimiento de las escamas; en las laderas meridionales de Serra Cavallera, entre Ogassa y Surroca, se observan varios *alloramientos* del Gotlandiense que jalonan sendos contactos anormales entre escamas de calizas devónicas (fig. 3-III).

Dichas características rigen hasta el meridiano de la Collada Verda. Más al E., hasta Camprodon, la estructura se hace más sencilla, con reducción progresiva del número de escamas (fig. 3-IV), hasta llegar a desaparecer éstas en los alrededores de la citada población. La dirección de las capas pasa a ser francamente E.-W., para torcer ligeramente al ENE.-WSW., al E. del Ter. Allí se observa una sucesión de N. a S., sin trastornos apreciables, desde el Ordoviciense hasta el Carbonífero inferior, con las capas ligeramente invertidas, es decir, buzando hacia el N. En clara discordancia sobre el Carbonífero inferior, se halla el Estefaniense (que aflora en muy pequeña extensión) y el Permotriásico (fig. 3-V).

El contacto septentrional del Permotriásico —que señala el comienzo del Prepirineo— no es paralelo a la dirección de los estratos paleozoicos. Al E. de Camprodon corta muy oblicuamente a la misma, de modo que avanza hacia el E. cubriendo unidades variscicas cada vez más septentrionales. Antes de llegar a Rocabruna, la zona meridional que he considerado desaparece debajo la cobertera permotriásica discordante, la cual constituye la base de la serie sedimentaria prepirenaica.

En conjunto, esa zona meridional se muestra caracterizada por una estructura de pliegues apretados, fuertemente vergentes hacia el S. o direcciones próximas. En buena parte de su extensión, al W. del Freser se presenta una estructura disarmónica, con dos pisos de diferentes estilos: el inferior, constituido principalmente por pizarras silúricas, formando pliegues isoclinales e imbricados; y el superior, con pliegues y escamas de los materiales devónicos y carboníferos. El despegue general se ha efectuado al nivel del Gotlandiense, cuyos plásticos niveles de pizarras ampelíticas han actuado seguramente como lubricante que ha facilitado el deslizamiento de los materiales del piso superior. Entre los valles del Ter y del Freser la estructura tiene un estilo netamente imbricado, pero no se produce la diferenciación de dos pisos superpuestos y disarmónicos; las escamas están formadas por materiales silúricos, devónicos y carboníferos conjuntamente. Al E. del Ter, la estructura parece hacerse más sencilla,

pero la reducción progresiva hacia el E. de dicha zona meridional impide asegurarlo de modo concluyente.

Zona septentrional. — Si se prescinde de los accidentes alpidicos, la estructura de esa zona septentrional resulta ser bastante sencilla. Por ello contrasta vivamente con la de la zona meridional, cuyas características acabo de resumir.

El macizo del Puigmal se muestra constituido por una gran cúpula anticlinal alargada en dirección WNW.-ESE. Su extremo occidental se caracteriza por una gran simplicidad (fig. 4-II). Las crestas suavemente alomadas del Coll de la Bassa y Pla de Salines, están modeladas sobre una monótona serie de pizarras ligeramente metamórficas, atribuibles al Ordovi-ciense inferior y medio. Estas capas presentan buzamientos poco acéntuados hacia direcciones algo variadas, pero en conjunto, las capas se elevan suavemente hacia el ENE. Al llegar a la cresta de Serra Estremera se nota un cambio. El profundo barranco que desciende desde el Pas dels Lladres permite observar algunos cortes de complejidad mucho mayor en detalle. Afloran extensamente los bancos de calizas y calcoesquistos de la serie basal paleozoica, bastante replegados. Se advierte una gran variedad en las direcciones de estos pliegues y una gran irregularidad en su desarrollo, pero no deja de advertirse que, en conjunto, se trata del flanco meridional de un anticlinal. Mucho más sencilla es la estructura del flanco septentrional del mismo, bien visible entre Núria y la frontera francoespañola. Se advierte una manifiesta regularidad de los buzamientos, e incluso los niveles ampelíticos del Gotlandiense, tan revueltos en otros puntos, presentan una concordancia absoluta con su techo y muro (fig. 4-I). La continuación de la cúpula anticlinal del Puigmal hacia el E. se hace más difícil de estudiar, debido principalmente a la abundancia de fallas, referibles a la orogénesis alpídica; pero parece continuar su eje hacia el pico del Balandrau, y desde allí hacia el E. los buzamientos se hacen periclinales.

Al N. del anticlinal del Puigmal, y separado del mismo por un sinclinal, cuyo eje pasa aproximadamente por Nou Fonts, Fossa del Gegant y Tres Pics, se halla otro anticlinal, desarrollado en su mayor extensión en la vertiente francesa. No tiene el carácter cupuliforme patente en el del Puigmal, sino que es un anticlinal muy alargado y disimétrico, con vergencia hacia el NNE. En la vertiente española sólo se encuentra representado el flanco meridional, del que forman parte los picos de la Vaca, de

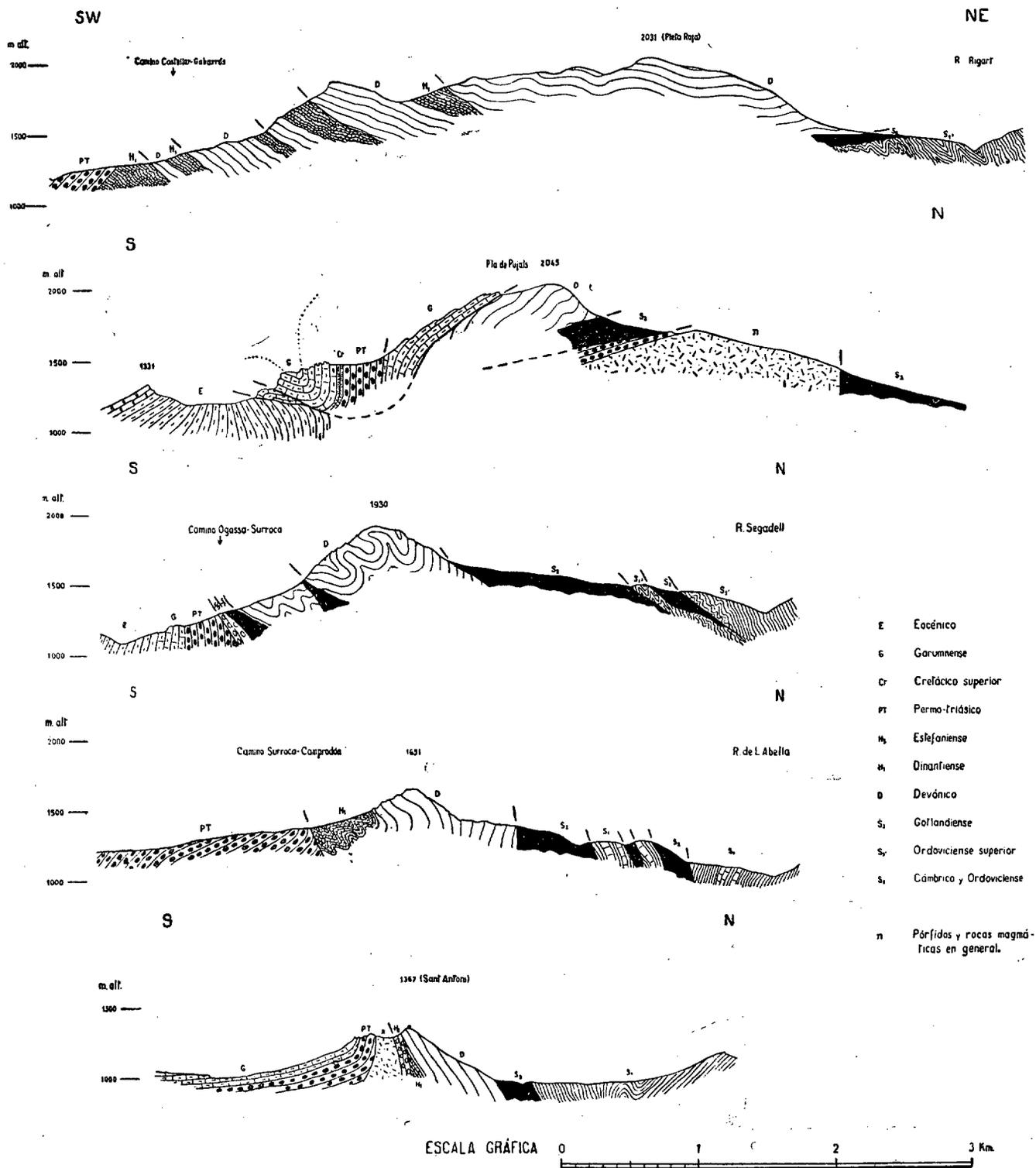


Fig. 3. — Cortes geológicos por el margen S. de la Zona Axial.

Bastiments, de Montinelló, Gra de Fajol y toda la cresta fronteriza desde Nou Creus hasta Costabona. Este flanco se halla extraordinariamente fragmentado por las fallas, que lo convierten en un verdadero mosaico de dovelas, lo cual sugiere una complejidad tectónica mucho mayor en la estructura primitiva de la que existe en realidad (fig. 4-II).

Así pues, esta zona septentrional, en cuanto a la estructura variscica, comprende dos grandes anticlinales, orientados WNW.-ESE., separados por un sinclinal poco marcado. Ahora bien, al S. de dichas unidades, y hasta el límite de la zona meridional considerada, quedan al E. del Freser otras unidades tectónicas de menor envergadura. Al S. del pico de Balandrau, en las crestas de Puig Cerveris y Montroig, por ejemplo, se observa un gran anticlinal vergente hacia el S., cuyo flanco meridional está roto y cabalga a la orla más interna de la zona meridional considerada en este trabajo. La superficie de contacto anormal se corta repetidas veces en el fondo del valle del río Segadell, siendo especialmente explícitos los cortes que pueden obtenerse en los alrededores de Pardines.

Como ha quedado dicho, el anticlinal del Puigmal se extingue poco más al E. del pico de Balandrau. Desde allí hacia el E. se advierte un cambio en el estilo tectónico. En lugar de un gran anticlinal aparece un haz de pliegues más apretados, de dirección también WNW.-ESE. al principio, y que pasa a W.-E. al acercarse a la frontera francesa. Este haz de pliegues, que, sin embargo, no están apretados de modo comparable a los haces de la zona meridional, presenta la particularidad de presentar claramente una doble vergencia. Son bien explícitos a este particular los cortes que pueden obtenerse en el valle del Ter, entre Seicases y Vilallonga, en las crestas de Puig Sistre, Bacs y Fembra Morta, y en los alrededores de Molló. Entre Tragurà y Molló existe una serie de afloramientos de pizarras ampelíticas que jalonan una superficie de contacto anormal que buza de 45° a 70° al S. Sobre la misma se han deslizado unos pliegues vergentes hacia el N. En cambio, pocos kilómetros más al S. se restablece la vergencia hacia el S. o direcciones próximas, que es la general en la región objeto del presente trabajo. Puede decirse, pues, que el anticlinal del Puigmal, al extinguirse en su extremo E., queda reemplazado por un haz de pliegues, cuyo conjunto presenta un aspecto fungiforme.

Al E. del meridiano de Molló, la estructura variscica queda enmascarada en tal grado por los accidentes alpidicos, que resulta muy difi-

cil llegar a deslindar sus rasgos principales. Al S. de Mont Falgars, aparece el Permotriásico en ventana tectónica, cobijado por el Paleozoico, de tal modo que cabe sospechar que este último ha sido excesivamente removido para conservar bien la estructura primitiva. Por otra parte, la orla de terrenos permotriásicos y garumnenses, con los que se inicia la serie prepirenaica, va ocultando sucesivamente, hacia el E., las unidades tectónicas variscas, cada vez más septentrionales.

En conjunto, pues, esta zona septentrional viene caracterizada por una estructura de pliegues relativamente laxos, exceptuando en el borde. La dirección general de los mismos es WNW.-ESE, y la vergencia, en todas partes donde se manifiesta es hacia el S., excepto en la zona W. de Molló, como ya he consignado. En ningún punto aparecen despegues importantes, ni siquiera de mediana importancia. Únicamente existen manifestaciones de estilo disarmónico en el flanco SW. del anticlinal del Puigmal.

Comparación y resultados generales. — El contraste de estilos tectónicos entre ambas zonas consideradas ya no puede ser más evidente. Si se pretende explicar éste por cambios laterales de la composición litológica en la serie sedimentaria paleozoica, no se llega a una solución satisfactoria. En efecto, los niveles ampelíticos gotlandienses, que han facilitado en tan alto grado los despegues e imbricaciones tan frecuentes en la zona meridional, se hallan también representados en la septentrional. Su potencia es allí menor, pero en varios cortes (Finestrelles, Eina, etc.) aparecen interstratificados sin transtorno alguno entre las capas más consistentes de su techo y muro. Las variaciones en la composición de los diversos tramos no son, en primer lugar, muy marcadas. El caso en que lo son más, es el Caradoc-Ashgillense, con potentes intercalaciones de conglomerados, areniscas, calizas en la zona meridional, y predominantemente pizarroso en la septentrional. Más bien habría esa disposición favorecido el desarrollo de un estilo más movido en la zona septentrional.

En cuanto a la mayor o menor proximidad de macizos rígidos —«antepaisés locales» en el sentido de Llopis (42)— poco puede asegurarse. La presencia de los conglomerados en el Ordoviiciensè superior, y en general de facies más someras, en la zona meridional, sugiere la posibilidad de la existencia, al S. de la misma, de un macizo consolidado en épocas más antiguas (presencia de cantos de rocas metamórficas y eruptivas, en los conglomerados del Ordoviiciensè superior y del Carbonífero), que podría

haber actuado como escudo o «antepais local». Contra este hipotético escudo rígido los pliegues de la zona meridional por su mayor proximidad habían sido estrujados. Pero aun contando con tal posibilidad, no quedaría explicado satisfactoriamente por qué niveles que han actuado con plasticidad tan manifiesta en la zona meridional (ampelitas gotlandienses), se han comportado de modo idéntico a niveles rígidos, en gran parte de la zona septentrional.

Ahora bien, el estudio petrográfico detallado de los materiales metamórficos, como ya se referirá oportunamente, pone de manifiesto que los procesos de metamorfismo regional y de migmatización son en esta región de la Zona Axial, anteriores al plegamiento principal (32). Por otra parte dichos procesos han alcanzado intensidad muy diferente en una y otra de las dos zonas consideradas. Mientras en la septentrional la epizona alcanza el Devónico, en la meridional el Ordoviciense superior se muestra exento de metamorfismo regional. El metamorfismo, con sus consecuencias de recristalización, deshidratación, etc., había, pues, hecho perder en la zona septentrional parte de su plasticidad a materiales que en la meridional la conservan. Esta diferencia de plasticidad, por efecto del desigual desarrollo del metamorfismo en una y otra zona, puede explicar satisfactoriamente el contraste que presentan sus estilos tectónicos (33).

En cuanto a la cronología de los movimientos tectónicos, no puede establecerse ninguna novedad respecto los resultados a que habían llegado ya otros autores (6) etc. El conjunto paleozoico, hasta el Carbonífero inferior inclusive, está plegado de modo concordante (descarto aquí las discordancias de origen mecánico). El Estefaniense, en todos sus afloramientos, aparece discordante sobre el conjunto anterior. Luego, el plegamiento ha tenido lugar en el Carbonífero medio. Si se tiene en cuenta el tiempo que ha debido transcurrir para que en la superficie pre-estefaniense afloraran los diversos tramos que en ella aparecen, se debe concluir que el plegamiento principal corresponde a los comienzos del Carbonífero medio, es decir, a la fase «sudética» de Stille (67).

LA ESTRUCTURA ALPÍDICA

Los trabajos más recientes y documentados sobre otras regiones de la Zona Axial pirenaica (41, 65, 66 etc.) han puesto de manifiesto la existencia en ella de una estructura germánica de edad alpídica. La región obje-

to de este trabajo no constituye excepción. Las fallas no han podido en todas partes ser localizadas con toda precisión, por falta de buenos afloramientos o de niveles-guía suficientemente seguros. Así es que en el mapa adjunto, la mayor abundancia de tales accidentes en algunos puntos más que en otros, puede no corresponder exactamente a la realidad. Es posible que las potentes formaciones de pizarras del Paleozoico inferior se hallen afectadas por más fracturas que las señaladas, pero que no se manifiesten en los estudios sobre el terreno.

De todos modos, ha quedado ya establecida la existencia de una serie de importantes fallas que no habían sido todavía señaladas. En el valle de Núria, y las cabeceras del Freser y del Ter, gracias a la presencia de excelentes niveles-guía, se localizan perfectamente una serie de fracturas. Su dirección no es constante, pero predomina claramente la NW.-SE. y sus próximas. Esas fracturas delimitan una serie de bloques o dovelas que, en general, van quedando progresivamente hundidos hacia el E. Muchas de esas fallas presentan su superficie de deslizamiento inclinada, y puede entonces comprobarse que su régimen ha sido normal, o, dicho de otro modo, se trata de fallas de distensión. En las de mayor salto, es lo más frecuente que la superficie de deslizamiento no sea única, sino que existen varias anastomosadas. No se observan fenómenos de mineralización, aparte de algunas cementaciones por cuarzo hidrotermal (raras) y por calcita epigénica. En cambio, las rocas rígidas (gneis, por ejemplo) aparecen kakirizadas en sus proximidades. El salto de dichas fallas es variable. Las dos mayores parecen ser la del valle de Finestrelles, que se prolonga por la ladera oriental de las «gorges» de Núria, y la de Coma de Vaca, con unos 500 metros cada una, en sus porciones centrales (fig. 4-I y II).

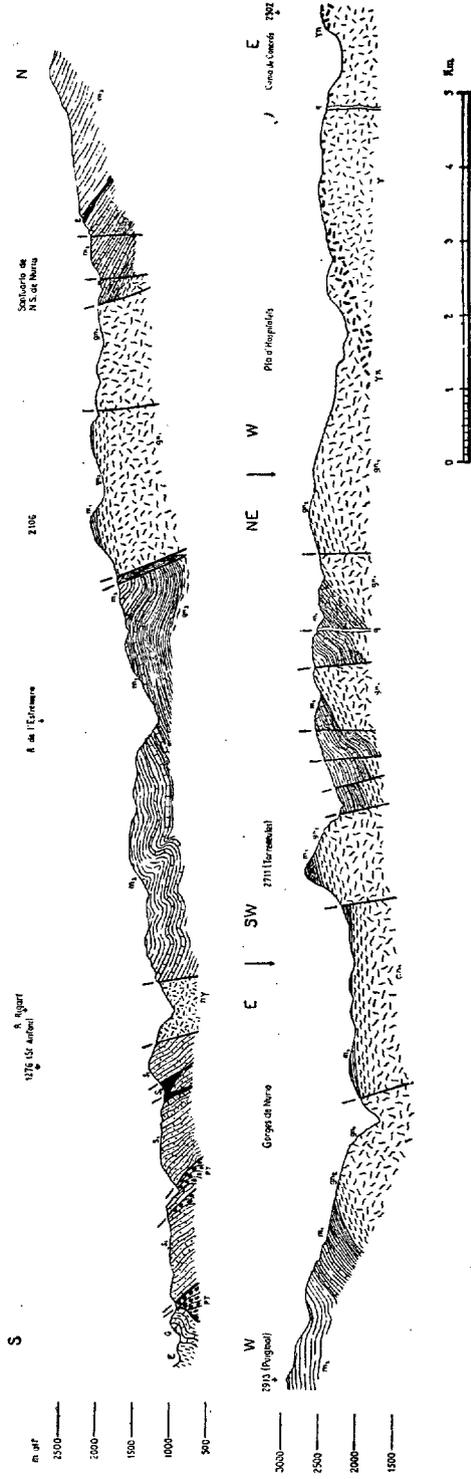
El flanco meridional del anticlinal del Puigmal se muestra roto por una falla que quizá es la más importante de la región estudiada. El valle del Freser, aguas arriba de Queralbs, queda cortado transversalmente por la misma, y puede apreciarse perfectamente la magnitud de su salto. Aparecen en contacto normal los gneis granitoides (anateixitas) con las cloritocitas y micacitas con bancos de calizas intercalados. La superficie de deslizamiento no es única, sino que se desdobra en varias, aproximadamente verticales, entre las cuales quedan limitadas dovelas de diverso tamaño con buzamientos anómalos, como puede apreciarse bien en el fondo del valle y también en la trinchera del ferrocarril de cremallera Ribes-

Núria. El salto total puede estimarse en unos 1,000 metros, siendo el labio hundido el meridional. Otras fallas de menor salto, más o menos paralelas a la anterior, aparecen aguas arriba de la confluencia del río Núria con el Freser.

Todas esas fallas que acabo de referir no habían sido todavía señaladas. En cambio, desde hace tiempo se conocen las del borde de la Zona Axial y las de la Cerdaña (5, 9, 12, 16, 54, 65, etc.), que limitan respectivamente por el S. y por el NW. la parte de la Zona Axial objeto de este estudio. Sobre las primeras, sin embargo, cabe aun señalar algunos nuevos datos.

En efecto, creo que deben distinguirse dos tipos de fallas. Unas tienen la superficie de deslizamiento vertical o casi vertical, y suelen tener dirección N.-S. o próxima a la misma. Otras, en cambio, tienen sus superficies más tendidas, buzando en general de unos 30° a unos 50° al N., o NW., según localidades. Las verticales son perfectamente reconocibles en el mismo borde de la Zona Axial, ya que las bandas de los terrenos permotriásicos, garumnenses y eocénicos que comienzan la serie prepirenaica aparecen rotas muy visiblemente. Entre Gabarrós y Castellar d'en Hug, y en los alrededores de Surroca, especialmente, esas fallas se muestran con claridad propia de ejemplo didáctico.

Las fallas inclinadas muestran, en todas partes, que han jugado por compresión, con saltos que, proyectados sobre el plano horizontal, alcanzan magnitudes considerables; frecuentemente de varios centenares de metros. Estas fallas, pues, revelan una enérgica compresión del material de la Zona Axial, que ha dado por resultado una apreciable reducción de su anchura. Además, entre los bloques paleozoicos limitantes, han quedado frecuentemente retazos de terrenos más modernos, especialmente del Permotriásico, como se hace bien visible en los alrededores del balneario Montagut, al S. de Ribes, por ejemplo. En varios puntos del borde de la Zona Axial, de esas fallas se pasa insensiblemente a cobijaduras de superficie casi horizontal. Especialmente notables son las del SE. de Molló, bien interpretadas ya por Ashauer (5), y las de la sierra de Montgrony, donde he podido comprobar que los picos de La Cubil y Pla de Pujals, están modelados en una verdadera «klippe» de calizas devónicas que reposa sobre el Permotriásico mediante una superficie muy tendida (fig. 3-II). El estudio detallado de dicha sierra de Montgrony ha dado conclusiones de tan grande interés que me han decidido a dedicarle una monografía aparte.



- | | | |
|------------------------------|---|--|
| E Eoceno. | m_3 Filitas, calizas, calcoesquitos y dolomias con facies de epizona muy superficial. Pertenecen en su mayor parte al Ordoviciense y al Cámbrico. | gn_2 Gneis fajeados y orbiculares. |
| G Garumense. | | gn_1 Gneis granitoide. |
| PT Permotrias. | | $\gamma\pi$ Granito porfido. |
| S_8 Gotlandiense. | | γ Granito y granodiorita de anatexia. |
| S_1 Ordoviciense superior. | m_1 Cloritoctitas y micacitas, con facies de epizona algo más profunda. Contienen también intercalaciones de calizas y dolomias. | $\pi\gamma$ Pórfidos graníticos y granodioríticos. |
| | | ε Rocas efusivas neutras y básicas. |
| | | φ Cuarzo. |

Fig. 4. — Cortes geológicos de la zona septentrional.

En resumen, puede decirse que en esta parte de la Zona Axial existe bien desarrollada una estructura de fractura. Las fallas, generalmente verticales o muy inclinadas, en el bordé de la Zona Axial pueden adoptar posiciones muy tendidas, y aun la horizontal. Los corrimientos que en dicho borde se reconocen no deben referirse, pues, a un estilo alpino de plegamiento, sino al tipo de corrimientos propios de los bordes de los pliegues de fondo (como los ya conocidos de la cordillera prelitoral catalana), es decir, a un estilo tectónico de fractura, propio de antepaís. En ningún punto aparecen indicios de haber actuado el material paleozoico como plástico; sino que, por el contrario, se muestra trituradísimo en la vecindad de las dislocaciones. Todo ello resulta del mayor interés, pues define claramente cual ha sido el comportamiento de la Zona Axial —por lo menos en esta región— durante la orogénesis alpidica. Por lo demás, este mismo papel de macizo rígido, cratónico, es el que ha desempeñado más al W., como indican los trabajos recientes ya referidos, y justifica plenamente la interpretación de la Zona Axial dada por Jacob (38), según la cual constituye fundamentalmente un inmenso pliegue de fondo.

En cuanto a la cronología de estos accidentes, poco podría añadirse a la propuesta por Ashauer (5). Por lo demás, la falta de materiales post-paleozoicos en el interior de la Zona Axial, exceptuada la fosa de la Cerdaña, impide precisar la edad exacta de la mayor parte de las fallas. Las de la Cerdaña han funcionado en varias épocas, como han puesto de manifiesto varios autores (12, 65, 66, etc.), incluso hasta el Plioceno. Pero, en general, parece probable que la mayor parte de las fallas han dejado de moverse apreciablemente desde el comienzo del Mioceno. Varias antiguas superficies de erosión arrasán indistintamente, a los mismos niveles respectivos, los diversos bloques individualizados por las fallas.

PROCESOS DE METAMORFISMO Y MIGMATIZACIÓN

La serie paleozoica se muestra afectada, en su base, por el metamorfismo regional. Como queda dicho en uno de los capítulos precedentes, los materiales más inferiores que afloran son gneis, y, en algún punto, por debajo de los gneis aparece el granito. Encima de los gneis se halla una serie pizarrosa, con intercalaciones calizas y dolomíticas, caracterizada por la presencia de los minerales típicos de la epizona. Por progresiva disminución de dichos minerales de neoformación se pasa insensiblemente

blemente a las rocas sedimentarias de diversos tramos del Paleozoico.

El contacto entre los gneis y las rocas epizonales se hace bruscamente en la mayor parte de los sitios. En algunos, sin embargo —como por ejemplo en la Obaga de Carboners, al N. de Setcases— aparece en el tránsito una zona mixta con intercalaciones de gneis y pizarras epizonales alternantes en una potencia de hasta 100 m. De todos modos, pueden pues distinguirse dos tramos distintos en la formación metamórfica: uno superior, con rocas epizonales; otro inferior, con gneis.

El tránsito de las rocas epizonales a las sedimentarias normales, por el contrario, no muestra ninguna solución de continuidad. En un mapa —como en el terreno, desde luego— se hace sumamente difícil señalar el contacto. Así pues, toda medida de la potencia de dicho tramo comportará forzosamente un margen de imprecisión más o menos considerable.

LAS ROCAS DEL TRAMO SUPERIOR (EPIZONALES)

La base de este tramo superior está constituida principalmente por cloritocitas y pizarras sericíticas. Más arriba desaparecen las cloritocitas, y las pizarras sericíticas pasan gradualmente a filitas cada vez menos ricas en sericita, hasta llegar a pizarras arcillosas normales. Además, se encuentran intercalaciones de calizas, calcoesquistos y dolomías, así como algunos filones-capas de porfiritas, más o menos metamorfoseadas a su vez.

En las cloritocitas la paragénesis esencial es clorita-cuarzo. La clorita pertenece a la variedad pennina. Podrían distinguirse algunas variedades de cloritocitas según los minerales que pueden acompañar a los esenciales: sericita, epidota, calcita, magnetita, antigorita, etc. Son notables las variedades caracterizadas por la paragénesis clorita-cuarzo-calcita, que afloran extensamente al W. de Queralbs, y también entre Prats de Molló y La Presta, en la vertiente francesa. La textura de las cloritocitas es francamente hojosa —excepto en algunas ricas en calcio— pero es difícil obtener lajas grandes, sin duda debido a la linearidad⁶ muy marcada que presentan. La estructura es cristaloblástica o lepidoblástica, según las muestras. Dada su composición mineralógica,⁷ estas rocas pueden consi-

⁶ Traduzco así la palabra «lineation» del vocabulario geológico inglés, que designa la textura u ordenación lineal de los minerales constituyentes de una roca. Para explicaciones más detalladas consultar: (14).

⁷ Los análisis químicos de muestras de dichas rocas que voy efectuando confirman plenamente esta interpretación.

derarse producto de la transformación de sedimentos arcillosos, impurificados por hierro, magnesio y calcio en variables proporciones según los casos, en condiciones de presión y temperatura propias de la epizona.

En las pizarras sercíticas la paragénesis esencial es sercítica-cuarzo. Entre los minerales accesorios se pueden hallar: oligisto, calcita, etc. Pero más frecuente resulta hallar materia arcillosa no resoluble al microscopio, referible a la arcilla originaria todavía no transformada. La textura es francamente hojosa, siendo más fácil la obtención de lajas que en las cloritocitas. La estructura, cristaloblástica, con mayor o menor proporción de materia aparentemente amorfa. No cabe duda de que esas rocas se han originado por transformación de sedimentos arcillosos, en las condiciones propias de la epizona.

Por aumento de dicha materia amorfa se pasa a las filitas propiamente dichas, de las que se pueden distinguir algunas variedades, según las impurezas acompañantes. Algunas llevan intercaladas delgadas capas de cuarcita.

Las calizas se muestran en diversas variedades. Las más puras no muestran más transformación que la recristalización general de sus granos constituyentes, formando verdaderos mármoles sacaroideos. Las capas de calizas más inferiores son las que precisamente muestran mejor dicha transformación, existiendo buenos afloramientos en los alrededores del santuario de Núria, Coma de Vaca, etc. En cambio, las calizas más o menos impurificadas por arcilla, dolomita, etc., dan rocas más variadas: cipolinos, mármoles con tremolita, etc. Existen buenos afloramientos a ambos lados de la cresta fronteriza, entre Nou Creus y el Pic de l'Infern, al N. de Setcases, etc.

Las dolomías en algunos puntos no han experimentado más que una recristalización, como por ejemplo en las laderas septentrionales del Puigmal. Pero en otros, especialmente entre La Presta y Prats de Molló, en la ladera S. de Costabona y en los alrededores de Llo (Cerdaña francesa), han originado mármoles con serpentina.

Además, en algunos parajes, como por ejemplo las laderas S. y E. de Costabona, afloran, interestratificadas con las pizarras, unas rocas de color verdoso que a primera vista parecen del todo idénticas a las corneanas de las aureolas de contacto, pero que por su textura deben asimilarse a los «green-schists». Al microscopio se comprueba en ellas una estructura cris-

taloblástica pasando a lepidoblástica. Están constituidas por cuarzo, albita, epidota y clorita. Pueden interpretarse como producto de la transformación de filones de rocas magmáticas más o menos básicas. Tal vez no fueran originariamente muy diferentes de las porfiritas reconocidas en muchos puntos.

Los calcoesquistos afloran extensamente en las laderas meridionales del Puigmal. Su transformación no aparece muy grande. En general presentan abundantes pajitas de moscovita o sericita, y la calcita está más o menos recristalizada. Es posible que algunas de las cloritocitas ricas en calcita, que abundan al W. de Queralbs, procedan de la transformación de algunos calcoesquistos de composición apropiada.

En conjunto, todas las rocas reseñadas, que constituyen el tramo superior de la formación metamórfica, muestran una clara filiación epizonal. Si se prefiere referirlas a las «facies mineralógicas» de Eskola (8, 71), entran todas ellas en la «Grünschieferfacies». Dentro de la misma, en la subfacies caracterizada por la presencia de clorita y moscovita, con excepción de las rocas verdes ya reseñadas, con albita, epidota y clorita, que corresponden a la subfacies inmediatamente inferior, caracterizada por la presencia de clorita y biotita. Pero esta aparente anomalía puede explicarse si se admite el origen magmático de tales rocas.

Se trata pues de rocas propias de capas poco profundas de una epizona.

Resulta muy interesante señalar que las zonas de isometamorfismo no se corresponden con tramos estratigráficos determinados. Así se observa, por ejemplo, que en La Molina, Toses, Ribes, y en general, en todo el borde S. de la Zona Axial, las capas del Caradociense están exentas de metamorfismo, mientras que en la cresta fronteriza se hallan afectadas por el mismo las capas del Gotlandiense e incluso calcoesquistos y calizas atribuibles al Devónico. El metamorfismo regional, pues, ha avanzado hasta tramos más altos en la cresta fronteriza, que más al S.

LOS GNEIS

Todo corte suficientemente completo de este tramo muestra la sucesión de dos pisos netamente diferentes, aunque el tránsito de uno a otro no es brusco. En el superior se trata de gneis fajeados y orbiculares o amigdaloides. En el inferior de gneis granitoides. Adoptando la nomenclatura de Jung y Roques (39, 61), que en este caso se aplica con entera

propiedad, los primeros son «embrechitas»; los segundos «anatexitas»

La composición mineralógica es bastante uniforme. La mayor parte de la masa corresponde a un gneis caracterizado por la siguiente paragénesis: cuarzo-microclina micropertítica-oligoclasa-biotita. Esta es la paragénesis originaria, pero frecuentemente se la ve reemplazada parcialmente por moscovita-clorita-cuarzo que se adicionan a los minerales originarios rotos y deformados, en parte subsistentes. Se trata pues de una nueva fase de formación de minerales posterior a importantes fenómenos de trituration y deformación (cristales rotos, feldespatos deformados, cuarzo con extinción ondulante, etc.), que se ha efectuado en condiciones de menor profundidad (clorita en lugar de biotita, moscovita reemplazando parcialmente al feldespato).

A los minerales de la paragénesis fundamental acompañan varios accesorios, en general en muy escasa proporción. Entre ellos los más frecuentes son la magnetita, apatito y oligisto. En algunas muestras se reconoce además la presencia de minerales accidentales que pueden llegar a definir variedades en el gneis: andalucita (macizo del Puigmal); glosularia (pico de Bastiments); cordierita, etc.

La estructura es granoblástica en los gneis. Pero no faltan típicas estructuras «en mortero», fruto de intensa milonitización. Son especialmente típicas estas últimas en los afloramientos de gneis situados entre el Gra de Fajol y Montinelló, en las laderas de la Coma de l'Orri, aguas arriba de Setcases. Hacia la parte inferior, las anatexitas, al acercarse al granito adquieren estructura porfidoblástica, con grandes porfidoblastos de microclina-micropertita.

Además de los gneis típicos se presentan en este tramo otras rocas. Unas, tienen una íntima relación con aquéllos: leptinitas, pegmatitas difusas. Otras representan intercalaciones de naturaleza originaria muy diversa: calizas, cipolinos, porfiritas, etc.

Las leptinitas presentan sus caracteres típicos. Están constituidas por cuarzo y feldespato, con muy pequeñas proporciones de otros minerales (moscovita, granate, etc.) Afloran en pequeñas extensiones, interestratificadas con los gneis, especialmente en el macizo del Puigmal (camino de Finestrelles a Núria, camino de Núria a Font Alba, etc.)

Las pegmatitas rara vez se presentan con bordes netamente definidos. Forman filoncillos y masas irregulares en el seno de los gneis, a los

que pasan gradualmente sin solución de continuidad. Son mucho más frecuentes en la vertiente francesa que en la española (Tuès, gorges de Carença, etc.), frecuentemente con turmalina, pero no faltan en esta última.

Como queda dicho, la base de las anatexitas está constituida por granito. En realidad, en la vertiente española, más que granito es una granodiorita. Conviene señalar que entre dicha granodiorita y las anatexitas típicas se intercala un granito porfídico muy típico, con grandes fenocristales de microclina. Esta intercalación mide escasamente 100 m. de potencia, pero aflora en una extensión bastante considerable en la cresta fronteriza, desde el Coll del Pal (al W. de Costabona) hasta Roca Colom.

En cuanto a la potencia de los gneis, ya he indicado sus variaciones en uno de los primeros capítulos de este trabajo. Puede asegurarse que dicha potencia disminuye de modo progresivo de W. a E., tanto en la vertiente española como en la francesa. Al E. del meridiano de La Presta (Prats de Molló), desaparecen los gneis en la vertiente meridional del macizo, y la granodiorita o granito entra en contacto directo con pizarras y corneanas. Esta progresiva disminución de la potencia no se realiza de modo igual para los dos tramos que he distinguido en los gneis. Primeramente, se acuñan y desaparecen los gneis granitoides; luego, los gneis fajeados y orbiculares.

Sobre el origen de los gneis, como ya he expuesto en una nota anterior (32), debe referirse a un proceso de migmatización. Las intercalaciones de calizas, micacitas, etc. que existen en su seno, así como la presencia de ciertos minerales (andalucita, glosularia) no dejan lugar a dudas acerca de su origen primitivamente sedimentario. Los cambios laterales de gneis a micacitas, ya aludidos también en un capítulo anterior, corroboran plenamente tal interpretación, que puede hacerse extensiva a la mayor parte de la masa actual de los gneis, y aun generalizarla por completo con muchas probabilidades. Ahora bien, la composición química de una serie sedimentaria predominantemente arcillosa no permitiría la formación del abundante feldespato, tanto potásico como calcosódico que hallamos en los gneis. Ha sido necesaria pues una importante aportación de álcalis, que sólo ha sido posible, en el caso presente, dentro de un proceso de migmatización. Desde luego, esta migmatización se habría efectuado hasta niveles variables, según los sitios, de la serie sedimentaria ya transformada, por el metamorfismo regional, en micacitas y cloritocitas.

Por último, merece ser señalada la gran altura alcanzada, en esta región, por el frente de migmatitas. Ya Raguin (58) había llamado la atención sobre el carácter relativamente superficial de las migmatitas pirenaicas. En la cuenca alta del Ter el frente se halla situado en las capas más superficiales de la epizona (subfacies clorita-moscovita). La progresiva elevación del frente de migmatitas que se observa de N. a S. del macizo central francés (39, 61), se continúa, pues, hasta el Pirineo, por lo menos en la región estudiada en estas páginas.

LA GRANODIORITA BASAL

En la base de los gneis aparece, como ya se ha indicado oportunamente, el granito. En el territorio objeto del presente estudio aflora solamente en muy pequeña extensión, entre los picos de Costabona y de la Portella de Mantet, sobre la misma cresta fronteriza.

En realidad, más que granito en el sentido estricto, se trata de una granodiorita. Por lo menos, las preparaciones hasta ahora obtenidas y el único análisis químico que he practicado, así lo indican. De todos modos, sería prematuro generalizar el diagnóstico a toda la masa integrante del macizo, cuya mayor extensión se halla en la vertiente francesa, y no he estudiado todavía con el detalle necesario.

En las muestras que llevo estudiadas se comprueba que tienen la misma paragénesis fundamental que los gneis. Es decir: cuarzo-microclina-oligoclasa-biotita. Pero la oligoclasa parece, en general, más básica (20-25 % An, contra 10-15 % An en los gneis). La estructura es netamente granitoidea, pero en el seno de la masa granodiorítica se hallan masas pegmatíticas de bordes confusos.

Es de notar que la meteorización ha actuado mucho más enérgicamente sobre la granodiorita que sobre los gneis, hasta el punto de poder advertirse, en el relieve actual de los parajes donde afloran ambos tipos de rocas, una erosión diferencial. Como quiera que las pequeñas diferencias de composición mineralógica no parecen justificarlo, es legítimo suponer que las diferencias de textura y estructura pueden haber influido en este diferente comportamiento.

Las observaciones que he llevado a cabo en la vertiente francesa, sobre este macizo granodiorítico, aunque no han sido todo lo detenidas que hubiera sido deseable, me permiten ya considerarlo perteneciente a un tipo mixto. En su borde occidental —el que llega a la cresta fronteriza—

tiene un neto carácter de macizo de bordes difusos (58), autóctono. Hacia arriba pasa la granodiorita gradualmente a una aureola de la misma composición mineralógica, pero con una estructura netamente porfídica, con fenocristales de microclina de hasta 6 y 7 cm. de longitud, la cual, a su vez, pasa sin tránsito brusco a las anatexitas basales. Por el contrario, hacia el E., los bordes del macizo manifiestan un carácter intrusivo, que lo harían incluir entre los macizos «circunscritos» (58). En caso de confirmarse totalmente estas primeras interpretaciones se tendría un caso análogo al del macizo de Quérigut-Millàs, en los mismos Pirineos Orientales, estudiado recientemente por Raguin (59).⁸

La composición mineralógica y química de esta granodiorita, casi igual a la de los gneis basales (anatexitas), y el tránsito gradual entre una y otros, sugieren prontamente que se trata de rocas del mismo origen. Las diferencias que se advierten corresponden simplemente a las distintas condiciones físico-químicas del medio. La granodiorita basal representaría un estado más avanzado en el proceso general de migmatización. No se trataría pues del resultado de la consolidación de un magma alóctono, sino de una mayor homogeneización del material afectado por el proceso migmatítico, sin necesidad de invocar siquiera una fusión generalizada.

Ahora bien, mientras en unos puntos, este material ha cristalizado y ha permanecido en su lugar de origen, en otros, puede haber fundido posteriormente, convirtiéndose en un verdadero magma. La descompresión subsecuente a los paroxismos orogénicos principales puede relacionarse con tal fusión, y así se explicaría satisfactoriamente el carácter intrusivo, discordante, que presentan generalmente los macizos de consolidación poco posterior a dichos paroxismos. En el presente caso, mientras la parte occidental del macizo ha permanecido en su sitio originario, la oriental debió pasar al estado magmático y, así, introducirse entre las formaciones encajantes. De esta manera, podría considerarse una granodiorita «de anatexia» en la parte occidental, perteneciente al tipo de rocas migmatíticas, y

⁸ A juzgar por los datos de Solé y Llopis (41, 65, 66), y los que los mismos autores me han comunicado verbalmente, el macizo granítico de Andorra debe tener este mismo carácter mixto. Dado el enorme interés que ofrecen los macizos de este carácter, desde el punto de vista de las cuestiones hoy tan discutidas, el origen del granito, mecanismo de las intrusiones, etc., reservo para un ulterior trabajo, un estudio más detallado comparativo de varios macizos graníticos pirenaicos.

una granodiorita —tal vez granito— «magmática» e intrusiva, en la parte oriental, sin existir, entre ambas, ninguna solución de continuidad.⁹

CRONOLOGÍA DE LOS PROCESOS METAMÓRFICOS Y MIGMÁTICOS

Aunque me he ocupado en una nota recientemente publicada (32) de esta cuestión, quedaría demasiado incompleto el presente capítulo sin dar una breve referencia.

Para el metamorfismo regional, por tratarse de un proceso que está ligado a una sedimentación en aumento durante larguísimos lapsos de tiempo, no pueden fijarse límites precisos. Además, en unos puntos ha afectado a terrenos más modernos que en otros, sin que ello implique necesariamente una actuación más prolongada, ya que las circunstancias locales pueden variar la intensidad de las transformaciones. De todos modos, limitándome a los simples hechos objetivos, se pueden enunciar las siguientes conclusiones: a) es anterior a los plegamientos variscos principales (en esta región, de fase sudética), por cuanto las superficies de la foliación, lo mismo que las de estratificación, a las que son paralelas, están afectadas por dichos plegamientos; b) el metamorfismo regional ha seguido actuando con posterioridad al Ordoviciense medio, ya que las capas infracaradocienses se hallan en todas partes afectadas por el mismo; c) por lo menos en parte de la región objeto de estudio ha seguido actuando después del depósito de las primeras capas devónicas (por razones análogas a la anterior conclusión).

Para que se originen las transformaciones propias del metamorfismo regional en una capa determinada, se precisa que se halle debajo de una carga suficiente. El hecho de aparecer afectadas capas incluso devónicas, hace suponer verosímilmente que el metamorfismo regional ha continuado actuando hasta entrado el período Carbonífero, ya que hasta entonces la potencia acumulada encima de las primeras —teniendo en cuenta los datos de estratigrafía del territorio objeto de estudio— habría sido totalmente insuficiente. Así pues, el metamorfismo regional debió actuar de modo continuo, y —para cada capa determinada— progresivo, durante los

⁹ No debe olvidarse lo subjetiva y artificiosa que resulta la distinción entre las migmatitas y plutonitas, aunque sea conveniente para comodidad de su estudio sistemático. Tal vez, siguiendo a Read, sería mejor agruparlas ambas en una sola categoría: las plutonitas (en sentido lato).

tiempos paleozoicos, hasta entrado el Carbonífero inferior por lo menos.

En cuanto a la migmatización, se revela como fenómeno hasta cierto punto independiente del metamorfismo regional, como lo indica la discordancia entre el frente de migmatitas y las zonas isometamórficas, ya referida. También debió ser anterior a los plegamientos variscos principales, ya que solamente a éstos es atribuible la milonitización bastante desarrollada que presentan las migmatitas, con la consiguiente recrystalización de facies menos profunda. Además, la foliación de los gneis se muestra deformada en concordancia con los accidentes tectónicos variscos. Como por otra parte, es patente la superposición de la migmatización a un material previamente transformado por el metamorfismo regional, se debe concluir que aquélla debió tener lugar durante el Carbonífero inferior, poco antes del plegamiento principal, el cual corresponde, en este territorio, a la fase sudética, probablemente.

LA ACTIVIDAD MAGMÁTICA

No es la cuenca alta del Ter una región particularmente rica en manifestaciones magmáticas, como lo son otras de la misma Zona Axial pirenaica. No obstante, los afloramientos existentes justifican un estudio detallado. Pero aquí me limitaré solamente a avanzar algunos datos, en parte esbozados ya en los trabajos anteriores (16, 63, etc.)

Las condiciones de yacimiento, y las relaciones que presentan con las formaciones geológicas de edad conocida, permiten dividir las rocas magmáticas de este territorio en dos grupos distintos: las pretectónicas, anteriores a los plegamientos variscos; y las postectónicas, posteriores. No parecen estar representadas rocas magmáticas sintectónicas; en todo caso deben haber alcanzado poca importancia. Por otra parte, casi todas las rocas postectónicas muestran tener una edad suficientemente antigua para que puedan referirse al ciclo magmático variscico. En otras palabras, el ciclo magmático alpídico, representado en regiones muy cercanas (ofitas del Arija, basaltos y basanitas de Olot) (63), no parece estarlo en el territorio objeto de este trabajo.

LAS ROCAS MAGMÁTICAS PRETECTÓNICAS

Son muy poco variadas. Se trata de rocas medianamente básicas que se presentan en diques, y, sobre todo, en filones-capa. Están encajadas en terrenos del Paleozoico inferior. No se las ve atravesar en parte alguna al

Caradociense. En la mayoría de los afloramientos se hallan algunos centenares de metros por debajo, dentro la formación sin fósiles que comprende el Cámbrico y el Ordoviciense inferior y medio. Se encuentran también diques y filones dentro de la propia masa de gneis, como puede observarse en Aigols Podrits, al SE. del Pic de l'Infern y junto al chalet-refugio de Ull de Ter.

Se trata en todas partes de masas de dimensiones relativamente pequeñas: diques de 3 ó 4 metros de potencia máxima por algunos centenares de metros de longitud; filones-capas lenticulares, de menor volumen todavía.

La estructura es generalmente porfídica, con pasta frecuentemente afanítica. Los fenocristales son de plagioclasa, y más raramente de biotita, anfíboles o piroxenos. Es general su estado de alteración, lo cual dificulta el diagnóstico preciso de muchas muestras. Aunque se pueden distinguir especies y variedades distintas, todos los estudios ópticos y químicos indican que se trata de rocas calcoalcalinas, sin cuarzo, con plagioclasa dominante. Su composición oscila alrededor de la de una andesita básica. Contienen frecuentemente piritita, a veces en grandes cristales.

Su carácter pretectónico, sus condiciones de yacimiento, invitan a compararlas con las diabasas, tan frecuentes en los terrenos paleozoicos de otros macizos de Cataluña. Se echa de ver una mayor acidez en las rocas del Pirineo, así como una probable mayor antigüedad, ya que las diabasas, por ejemplo en los alrededores de Barcelona, se presentan frecuentemente en el Caradociense.

LAS ROCAS MAGMÁTICAS POSTECTÓNICAS

Son bastante más variadas que las anteriores. Se caracterizan por atravesar en discordancia, no solamente las superficies de estratificación, sino también las estructuras tectónicas variscas. Además, en varios casos, su edad puede precisarse mejor, por hallarse cantos de algunas de tales rocas en formaciones sedimentarias bien datadas.

Las más importantes son sin duda los pórfidos graníticos, que pasan insensiblemente a pórfidos granodioríticos, de modo que no pueden separarse unos de otros. A lo largo de los valles del Rigart y del Segadell se presentan varios afloramientos. Su situación —están sobre una línea casi recta— hace suponer en seguida una relación con la estructura. En efecto, jalonan una zona a lo largo de la cual las dislocaciones variscas tienen una gran envergadura. No cabe duda de que la presencia de las numero-

TABLA CRONOLÓGICA DE LAS FORMACIONES PALEOZOICAS

		ESTRATIGRAFÍA	
		ZONA MERIDIONAL (al S. de la alineación La Molina-Collada de Toses-Collada Verda-Camprodon)	ZONA SEPTENTRIONAL (al N. de dicha alineación)
PERMO-TRIÁSICO		Pudingas y brechas principalmente cuarzosas, areniscas, arcillas y pelitas fuertemente discordantes con su substrato (200-600 m.) Al techo: Senon. o Garumn.	Como en la zona meridional.
CARBONIFERO	SUPERIOR (Estefaniense)	Pudingas, areniscas y pizarras, con capas de hulla, fuertemente discordantes con su substrato. Afloramientos muy localizados. (200 m. como máximo)	Por efecto de la erosión no están representados en la zona septentrional, a excepción de las capas más bajas del Devónico inferior ligeramente afectadas por el metamorfismo regional.
	MEDIO	Falta	
	INFERIOR (Dinantiense)	Serie «culm» detrítico-arcillosa, con raras intercalaciones calizas. (Más de 1,000 m.)	
		Pizarras silíceas. (5 - 10 m.)	
Liditas. (2 - 10 m.)			
DEVÓNICO	SUPERIOR	Calizas grises, rosadas o verdosas, con fósiles fame-nienses. (10 - 25 m.) Calizas rojas amigdalinas, con fósiles frasnien-ses. (8 - 20 m.)	
	INFERIOR Y MEDIO	Calcoesquistos, calizas y dolomías, sin fósiles característicos. (250 - 400 m.)	
	GOTLANDIENSE	Calizas en nódulos o bancos delgados, carbonosas, con ricas faunas del Ludlow. (Unos 10 m., frecuentemente reducidos por laminaciones tectónicas).	
Pizarras carbonosas y ampelíticas, con graptolites del Tarannon y Wenlock. (Potencias muy variables, en parte por efecto de laminaciones tectónicas; promedio 40 - 100 m.)			
Pizarras cuarcíticas y cuarcitas. Muy frecuentemente se observan discordancias de tipo mecánico en este nivel. (20 - 30 m.)			
ORDOVICIENSE SUPERIOR	Pizarras arcillosas, con intercalaciones de calizas y calcoesquistos. Contienen faunas del Caradociense y del Ashgillense. (60 - 150 m.)	Pizarras arcillosas y sericiticas, con algunas intercalaciones ferruginosas (250 - 300 m.)	
	Alternancia de pudingas, areniscas y pizarras con faunas del Caradociense. (100 - 250 m.)		
	Pizarras arcillosas pardas, generalmente algo sericiticas. (100 - 200 m.)		
CÁMBRICO Y ORDOVICIENSE INFERIOR Y MEDIO	Pizarras verdosas, con clorita de neoformación (capas de Planoles). (150-200 m.)	En la base: granodiorita de anatexia.	
	Pizarras sericiticas y cloritocitas, con intercalaciones de calizas, calcoesquistos dolomías en bancos lenticulares. (500-1,200 m.) (Potencia variable según la posición del techo de los gneis en la serie estratigráfica).		
	Gneis fajeados y amigdaloides (embrechitas) y gneis granitoides (anatexitas). Posición estratigráfica variable según las localidades. (De 200 a más de 1,500 m.)		

DE LOS PRINCIPALES ACONTECIMIENTOS GEOLÓGICOS

<p>ACTIVIDAD MAGMÁTICA, METAMORFISMO</p>	<p>TECTÓNICA, PALEOGEOGRAFÍA</p>
<p>olitas, porfiritas y dacitas de Castellar d'en Hug, Surroca, Camprodon, etc.</p>	<p>Sedimentación de facies continental. Clima cálido.</p>
<p>procesos de mineralización de tipo hidrotermal (?) órfidos graníticos y granodioríticos de Ribes, Campelles, Planoles, etc.</p>	<p>Establecimiento de cuencas lacustres. Erosión generalizada de los relieves formados a consecuencia del plegamiento. Plegamiento principal. Emersión general.</p>
<p>Migmatización Metamorfismo regional</p>	<p>Undaciones y plegamientos suaves. Régimen de sedimentación continental («culm») con breves transgresiones marinas. Transgresión, probablemente hacia el Tournaisiense superior. Probable emersión al finalizar el Devónico. Régimen de sedimentación marina.</p>
<p>Introducción de magmas medianamente ácidos. (Filones-capa o diques de porfiritas y rocas afines, especialmente en la zona septentrional).</p>	<p>Régimen de sedimentación marina.</p>

sas superficies de deslizamiento de las escamas, integrantes de la estructura de dicha zona, ha favorecido la intrusión de los magmas.

En general, es difícil hallar muestras no afectadas por un avanzado estado de alteración, lo que impide precisar bien la posición de estas rocas, sobre todo desde el punto de vista petroquímico. De todos modos, puede casi asegurarse su filiación a un magma granodiorítico.

En los bordes, muchos afloramientos de pórfidos de este tipo presentan diferenciaciones de tipo felsítico. Particularmente notables son, a este respecto, los afloramientos del S. de Planoles, y de los alrededores de Campelles. Pero la roca dominante es un pórfido, con fenocristales de cuarzo, feldespato y biotita, y pasta microcristalina. Como feldespato, tienen ortosa y oligoclasa, en general básica.

En el borde S. de la Zona Axial son bastante frecuentes las rocas efusivas ácidas y neutras. Forman diques y, sobre todo, coladas interestratificadas en los estratos permotriásicos. Están representadas especialmente las riolitas (Castellar d'en Hug, Camprodon). En la misma formación permotriásica se hallan interestratificadas también tobas volcánicas; especialmente notables son entre Castellar d'en Hug y Montgrony, y al S. de Bruguera.

Otros tipos de rocas están también representados, pero forman afloramientos mucho menos numerosos e importantes. Así las kersantitas, que se hallan en Llanars (63) y al SE. de Setcases, etc.

Finalmente, debe consignarse el gran desarrollo que presentan los filones y diques de cuarzo. En las proximidades de la cresta fronteriza llegan a alcanzar potencias de varios metros, y longitudes de varios kilómetros. Tal es el caso, por ejemplo, de los diques del Pic de l'Aliga, al E. de Núria, de la cresta S. de Aigols Podrits, de Roques Blanques, al S. de la Portella de Mantet. Todos estos diques importantes son verticales o casi verticales y jalonan fracturas importantes que han sido removidas con posterioridad al depósito de parte del cuarzo, como lo prueba la cataclisis de éste. También se halla cuarzo jalonando otros accidentes tectónicos. Las superficies de deslizamiento de las escamas del valle del Segadell, por ejemplo, presentan brechas cementadas por cuarzo, muy desarrolladas. Desde luego, la formación de los diques y filones de cuarzo debe haber tenido lugar en varias épocas geológicas, y los habrá, seguramente muchos, referibles al ciclo alpidico.

En relación con la actividad magmática postectónica, existen en la cuenca alta del Ter varios yacimientos minerales interesantes, de origen netamente hidrotermal. En algunas calizas del Paleozoico inferior se originaron, además, procesos metasomáticos. Varios yacimientos fueron bien descritos por Thos (69), y se explotaban activamente a principios del siglo actual. Son notables los filones de estibina de los alrededores de Collada Verda y alrededores de Ribes, los de mispiquel de Setcases y Queralbs, y los depósitos metasomáticos de oligisto y siderita de Queralbs. Además se hallan representadas la galena, calcopirita, querargirita, calcosina, etc., pero en cantidades pequeñas. Actualmente solamente se trabaja esporádicamente en algunas minas de estibina.

RESUMEN

Las rocas más profundas que aparecen en el área de la Zona Axial pirenaica, correspondientes a la cuenca alta del Ter, son gneis migmatíticos —embrechitas y anatexitas según la nomenclatura de Jung y Roques— que en su base pasan a granito de anatexia. Estas rocas proceden de la migmatización, durante el Carbonífero inferior probablemente, de una serie sedimentaria ya afectada por el metamorfismo regional. Esta serie tenía originariamente una composición arcillosa predominante, con intercalaciones de calizas, filones-capa de rocas efusivas, etc. En su mayor parte debía tener una edad cámbrica.

Sobre los gneis descansa una serie de cloritocitas, micacitas y filadidos de facies epizonal alta, también con intercalaciones de calizas, rocas efusivas, etc. Por la parte alta pasan insensiblemente, sin tránsitos bruscos a rocas ya no afectadas por el metamorfismo regional, de edad ordoviciense superior a devónica, según los puntos. Las zonas de isometamorfismo son oblicuas respecto la estratificación, de modo que se elevan desde el borde de la Zona Axial hasta la cresta fronteriza. A su vez, el frente de migmatización, que limita por el muro dicha serie, se eleva de W. a E., y está en contacto con capas muy superficiales de la epizona.

La serie paleozoica no afectada por el metamorfismo consta de dos unidades: la inferior, concordante con la serie basal metamórfica, consta del Ordoviciense superior (Caradoc-Ashgillense), Gotlandiense, Devónico y Carbonífero inferior. La unidad superior comprende, a su vez, el Estefaniense y el Permo-Triásico, el cual constituye la base de la serie prepire-

naica alpidica. Tanto el Estefaniense como el Permo-Triásico son netamente discordantes con los sistemas paleozoicos de edad más antigua.

El análisis estratigráfico detallado lleva a interesantes conclusiones de orden paleogeográfico y tectónico. Durante el Cámbrico y el Ordoviciense inferior y medio, el área estudiada forma parte de una gran cuenca de sedimentación de carácter marino. La profundidad posiblemente no era muy grande, por lo menos en algunas épocas (depósito de calizas y dolomías en bancos potentes), pero, en general, las costas debían quedar lejanas.

En el Ordoviciense superior debieron emerger al S. de dicha área, y a muy corta distancia de la misma, tierras con algún relieve, como lo prueba la presencia de conglomerados entre las capas del Caradociense del borde de la Zona Axial. Se trata seguramente de alguna repercusión sinorogénica de los movimientos caledonianos, si bien es de notar que no se observa ninguna discordancia. Lo mismo puede decirse para el Gotlandiense inferior, que en el borde de la Zona Axial contiene algunos bancos de cuarcitas. Por lo demás, durante estas épocas, el régimen sedimentario es más variado. En la parte N. de la región estudiada se depositaban uniformemente arcillas, pero en la parte S. aparecen, además de los materiales detríticos gruesos, calizas y calcoesquistos alternantes con pizarras.

Durante el Tarannon y el Wenlock se establece un régimen de gran uniformidad en el área estudiada, lo mismo que en un ámbito mucho más extenso de Europa Occidental. Se depositan los sedimentos finos ricos en partículas carbonosas, que originarán las típicas pizarras negras con graptolites. En el Ludlow se depositan calizas carbonosas que contienen una fauna de aguas poco profundas.

El Devónico está constituido por calizas y calcoesquistos. Continúa todavía sin interrupción el régimen marino, de aguas más profundas a mediados del período y más someras al principio y final.

Parece segura la falta del Tournaisiense en su casi totalidad, de modo que se debe admitir un período de emersión al empezar el Carbonífero. Luego viene una transgresión, con depósito de liditas, pizarras silíceas y algunas calizas con fauna marina. Pero pronto se establece —y debe abarcar casi todo el Viseense— un régimen de sedimentación de facies «culm». La emersión durante el Tournaisiense, lo mismo que la facies «culm», acusan claramente la repercusión de movimientos tectónicos im-

portantes: epirogénesis y emersión de relieves próximos. En algún momento, hacia la parte SW. de la región estudiada, dichos movimientos debieron ser relativamente importantes, ya que las capas basales del Carbonífero han sido barridas localmente, apareciendo también cantos de lilitas en la serie «culm». En resumen, debe admitirse una repercusión importante de los movimientos de la fase bretónica.

Durante el Carbonífero medio —más bien al comenzar el mismo que al final— tiene lugar el plegamiento principal, probablemente referible a la fase sudética. Este plegamiento ocasiona la milonitización, en parte, de las migmatitas ya formadas. Los procesos de recristalización originan paragénesis de facies menos profundas. El mar se retira, y en el ámbito de la antigua cuenca de sedimentación surgen montañas de plegamiento, pertenecientes a la inmensa cordillera variscica europea.

En el Estefaniense se establecen algunas cuencas lacustres, en las que se depositan materiales detríticos y también materias vegetales, que originarán los conocidos yacimientos hulleros de Surroca-Ogassa. Más tarde —en el Permo-Triásico— se generaliza un régimen de sedimentación de tipo francamente continental, y con ello se inicia el segundo ciclo sedimentario —alpídico— cuyo estudio ya no entra en el plan del presente trabajo.

Desde el punto de vista tectónico, el área objeto de estudio se caracteriza por la superposición de una estructura de fractura («germánica») de edad alpídica, a una estructura de plegamiento de edad variscica. En general se pueden deslindar bien los accidentes pertenecientes a una u otra de ambas estructuras.

La estructura variscica presenta interesantes variaciones según las localidades. Al N. de la alineación Collada de Toses, Ribes, Collada Verda, Camprodon, predominan los pliegues de gran radio, de vergencia S. en general. Los fenómenos de disarmonía están muy poco desarrollados.

Por el contrario, al S. de aquella alineación, predominan estilos de mucha mayor movilidad y complicación. Al W. del Freser se manifiesta bien desarrollado un estilo de tectónica diferencial, en «Stockwerk», con un despegue generalizado al nivel del Gotlandiense. A su vez, en la unidad superior (devónico-carbonífera) se observa un estilo predominantemente imbricado, con fuerte vergencia S. o SW., que llega en algún punto (Puig d'Alp) a constituir verdaderos corrimientos. En la unidad inferior

los materiales silúricos muestran un estilo de apretadísimos pliegues isoclinales e imbricados con vergencias S. y SW. también.

Al E. del Freser, no se manifiesta el estilo en «Stockwerk», sino que los materiales silúricos, devónicos y carboníferos constituyen conjuntamente una estructura de estilo en general imbricado, con vergencia S. dominante.

La estructura alpídica tiene — como ya he indicado — estilo germánico. Las fallas son muy numerosas y delimitan una porción de dovelas diversamente basculadas. En general tienen sus superficies de deslizamiento próximas a la vertical. Pero en el borde de la Zona Axial, aparecen además otras más tendidas, que han permitido la individualización de escamas de material paleozoico que han sido empujadas por encima de los materiales de la serie mesozoica-eocénica prepirenaica.

En cuanto a las manifestaciones magmáticas, puede distinguirse rocas magmáticas anteriores y posteriores al plegamiento variscico principal. Las primeras se limitan a filones-capa cuya composición oscila alrededor de la de un magma andesítico básico, que arman en el Paleozoico inferior. Son comparables, por sus condiciones de yacimiento, a las diabasas de otras partes de la antigua cordillera variscica, y a las «rocas verdes» de las cordilleras alpídicas.

Las rocas magmáticas postectónicas son más variadas. Existen importantes afloramientos de pórfidos graníticos y granodioríticos, especialmente en el valle del Rigart. También existen de riolitas y dacitas, en coladas interestratificadas con el Estefaniense y el Permo-Triásico, kersanitas, etc. Se conocen además numerosos yacimientos de minerales de origen hidrotermal: galena, casiterita, mispíquel, estibina, etc., los cuales se presentan con íntima relación con los pórfidos graníticos y granodioríticos.

BIBLIOGRAFIA

- (1) ALMERA, J., *Descripción de las rocas del Valle de Nuria*, «Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España», t. XIII, págs. 441-443 (Madrid, 1886).
- (2) ALMERA, J., *Història geològica de la vall de Núria (Pirineus Catalans)* en «Història de Nostra Senyora de Núria», 39 págs., 1 fig. (Barcelona, 1896).
- (3) ALMERA, J. y BOFILL, A., *Algunos datos geológicos sobre los Pirineos Orientales*, «Crónica Científica», t. XI, págs. 251-258 (Barcelona, 1888).
- (4) ARGAND, E., *La tectonique de l'Asie*, «C. R. XIII Congr. Geol. Intern.», págs. 171-372, 27 fig. (Bruselas, 1922).

(5) ASHAUER, H., *Die östliche Endigung der Pyrenäen*, «Abh. Gess. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.», III F., H. 10, 115 págs., 23 figs., 4 lám. (Berlin, 1934).—Existe una traducción española, debida a J. M. Ríos, en «Publicaciones extranjeras sobre Geología de España», t. II, págs. 233-336 (Madrid, 1943).

(6) ASHAUER, H. und TEICHMÜLLER, R., *Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens*, «Abh. Gess. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.», III F., H. 16, 79 págs., 48 figs., 7 láms. (Berlin, 1935).—Existe una traducción española, debida a J. M. Ríos, en «Publicaciones extranjeras sobre Geología de España», t. III, págs. 5-102 (Madrid, 1946).

(7) BARROIS, CH., *Note sur les Graptolites de la Catalogne et leurs relations avec les étages graptolitiques de France*, «Bull. Soc. Géol. France», t. (4) I, págs. 637-646 (París, 1901).

(8) BARTH, T.; CORRENS, E.; ESKOLA, P., *Die Entstehung der Gesteine*, I vol., 422 págs., 210 figs. (Berlín, Springer Ver. 1939).

(9) BIROT, P., *Recherches sur la géomorphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles*, «Th. Univ. París», 1 vol., 318 págs., 65 figs., 6 láms., 16 fots. (París, 1939).

(10) BLAYAC, J., BÖHM, R. et DELEPINE, G., *Sur l'âge de l'horizon à lydiennes de la base du Carbonifère de la Montagne Noire*, «C. R. Ac. Sc.» t. CC, págs. 476-478 (París, 1935).

(11) BÖHM, R., *Etudes sur les faunes du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur de la Montagne Noire*, «Th. Fac. Sc. Univ. Montpellier», n.º 54, I vol., 204 págs. 21 figs., 10 láms. (Montpellier, 1935).

(12) BOISSEVAIN, H., *Etude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la Haute Sègre (Pyrénées Catalanes)*, «Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse», t. LXVI, págs. 33-170, 27 figs., 1 mapa (Toulouse, 1934).

(13) CHEVALIER, M., *Geologia de Catalunya, t. I: Temps primaris*, I vol., 220 págs., 16 láms., y numerosas figs. en el texto (Barcelona, Ed. Barcino, 1930).

(14) CLOOS, E., *Lineation, a critical review and annotate bibliography*, «Mem. Geol. Soc. Am.», n.º 18, 122 págs., 15 figs. (Ann Arbor, 1946).

(15) CLOSAS, J., *Los carbonos minerales de Cataluña*, «Publ. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona», t. VII, *Miscelánea Almera*, 2.ª parte, págs. 61-133, 30 figs. (Barcelona, 1948).

(16) DALLONI, M., *Etude géologique des Pyrénées Catalanes*, «Ann. Fac. Sc. Marseille», t. XXVI, fasc. III, I vol., 373 págs., 65, figs., 12 láms. fot., 2 láms. cortes geol. y 1 mapa de conjunto a escala 1: 400,000 (Argel, 1930).

(17) DELÉPINE, G., *Le carbonifère du Sud de la France (Pyrénées et Montagne Noire) et du Nord-Ouest de l'Espagne (Asturies)*, «C. R. 2.º Congr. Strat. Carb. à Heerlen», págs. 139-158, (1935).

(18) DELÉPINE, G., DUBAR, G. et LAVERDIÈRE, J. W., *Observations sur quelques gisements du Carbonifère des Pyrénées*, «C. R. Soc. Géol. France», (1929) págs. 236-238.

(19) DE VERNEUIL, E., *Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne*, «Bull. Soc. Géol. France», t. (2) X, págs. 61-148, (Paris, 1852).

(20) DOLLÉ, L., *Notes sur les Graptolites du Vall de Ribes*, «Ann. Soc. Géol. du Nord», t. XLIII, págs. 295-301, 1 lám. (Lille, 1920).

(21) DUFRENOY, A. y ELIE DE BEAUMONT, L., *Bassin houiller de la Catalogne*, «Expl. Carte Géol. France», t. I, págs. 594-595 (Paris, 1854).

(22) EZQUERRA, J., *Informe sobre las minas de carbón de piedra de San Juan de las Abadesas*, «Bol. Of. Minist. Com., Instr. y Obr. Pub.», t. I, págs. 268-273 (Madrid, 1848).

(23) FAURA, M., *Sobre dos yacimientos ordovicienses en los Bajos Pirineos (nota preliminar)*, «Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.», t. XII, págs. 170-179 (Madrid, 1912).

(24) FAURA, M., *Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Cataluña* (tesis doctoral), «Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.», t. IX, n.º 1, págs. 5-202, 19 figs., 9 láms. (Madrid, 1913).

(25) FAURA, M., *Les traits caractéristiques des terrains précambriens et cambriens de la Péninsule Ibérique*, «C. R. Réun. Int. ét. Précambrien et des vieilles chaînes de montagnes», págs. 26-34 (Helsinki, 1933).

(26) FONT Y SAGUÉ, N., *Nota sobre la constitució geològica de la Vall de Camprodon*, «Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.», vol. II, págs. 4-9 (Barcelona, 1902).

(27) FONT Y SAGUÉ, N., *Nota sobre el Silúrico superior del Valle de Camprodon*, «Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.», t. II, págs. 102-104 (Madrid, 1902).

(28) FONT Y SAGUÉ, N., *Rocas eruptivas del Valle de Camprodon*, «Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.», t. II, págs. 146-147 (Madrid, 1902).

(29) FONT Y SAGUÉ, N., *Nota sobre el Carbónico del Valle de Camprodon*, «Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.», págs. 148-151 (Madrid, 1902).

(30) FONTBOTÉ, J. M., *Estudio morfotectónico de las sierras de Bellmunt, Milany y Puigsacalm*, «Publ. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona», t. VII, *Miscelánea Almera*, 1.ª parte, págs. 189-212, 4 figs., 4 láms. (Barcelona, 1945).

(31) FONTBOTÉ, J. M., *Sobre la presencia de terrenos cámbricos en el Valle de Ribes*, «Estudios geológicos» n.º 8, págs. 209-220, 3 figs. (Barcelona, 1948).

(32) FONTBOTÉ, J. M., *Observations au sujet du métamorphisme dans le haut bassin du Ter (Pyrénées Catalanes)*, «C. R. Soc. Géol. France», (1949) págs. 76-78.

(33) FONTBOTÉ, J. M., *Sobre el estilo tectónico de la estructura variscica*

de la cuenca alta del Ter, «Publ. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona», t. VIII (en prensa).

(34) GÈZE, B., *Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales*, «Th. Fac. Sc. Paris.—Mém. Soc. Géol. France», t. XXIX, I vol., 215 págs., 110 figs., 7 láms. (Paris, 1949).

(35) HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P., *De la fauna gotlandiense: «Dalmanites Batalleri», Samp.; corrección de «Phacops longicaudatus», Murch.; «Dalmanites longicaudatus», enmienda de Font y Sagué*, «Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España», n.º 13, págs. 3-6, 2 láms. (Madrid, 1944).

(36) HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P., *El sistema siluriano*, «Mem. Inst. Geol. y Min. España—Nueva explicación del Mapa Geológico de España 1: 1.000.000» t. II, 848 págs., numerosas figuras y láminas fuera del texto (Madrid, 1942).

(37) HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. y LLOPIS LLADÓ, N., *Las faunas paleozoicas y la tectónica herciniana del macizo de Puig d'Alp (La Molina-Gerona)*, «Bol. Inst. Geol. y Min. España», t. LIX, págs. 129-163, 5 figs. (Madrid, 1946).

(38) JACOB, CH., *Zone axiale, versant Sud et versant Nord des Pyrénées*, «Livre jubil. Soc. Géol. France», págs. 389-410, 1 lám. (Paris, 1930).

(39) JUNG, J. et ROQUES, M., *Les schistes cristallins du Massif Central*, «Bull. Serv. Carte Géol. France», n.º 197, págs. 120-148, 9 figs. (Paris, 1938).

(40) LLOPIS, N., *Sobre l'existència del nivell dels «Calymenes» al Baix Pirineu*, «Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.», vol. XXXIV, págs. 235-239, 1 fig. (Barcelona, 1934).

(41) LLOPIS, N., *Problemas tectónicos de la zona axial pirenaica*, «Bol. Geol. Min. España», t. LIX, págs. 167-219, 13 figs., 2 mapas f. t. (Madrid, 1946).

(42) LLOPIS, N., *Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides* (tesis doctoral), «Publ. Inst. Lucas Mallada, Sección de Geomorfología», I vol., 372 págs., 40 figs., 22 láms., 4 mapas f. t. (Barcelona, 1947).

(43) MAESTRE, A., *Noticia de las minas de carbón de piedra de San Juan de las Abadesas, en Cataluña*, «Bol. Of. de Min.», t. VI, pág. 68 (Madrid, 1844).

(44) MAESTRE, A., *Descripción geognóstica del distrito de Aragón y Cataluña*, (An. de Minas), vol. III, págs. 193-278 (Madrid, 1845).

(45) MAESTRE, A., *Descripción geológica industrial de la cuenca carbonífera de San Juan de las Abadesas, en la provincia de Gerona*, «Com. Mapa Geol. España», 45 págs., 11 figs., 4 láms. (Madrid, 1855).

(46) MARCET, J., *La evolución paleogeográfica del Nordeste de España y de las Baleares*, «Mem. R. Ac. Cienc. Barcelona», 3.ª ép., n.º 569, vol. XXVII, n.º 9, 121 págs., 2 láms. (Barcelona, 1945).

(47) MAURETA, J. y THOS, S., *Descripción física, geológica y minera de la*

provincia de Barcelona, «Mem. Com. Mapa Geol. España», I vol. 478 págs., 8 láms., 3 mapas (Madrid, 1881).

(48) MENGEL, O., *Feuille de Prades*, «Bull. Carte géol. France», t. XIX, n.º 122, págs. 124-130 (Paris, 1909).

(49) MENGEL, O., *Sur la tectonique du revers méridional des massifs du Canigou et du Puigmal*, «C. R. Ac. Sc.», t. CXLVIII, págs. 1347-1349 (Paris, 1909).

(50) MENGEL, O., *Coupés du versant méridional des Pyrénées au nord de la province de Barcelone*, «Bull. Soc. Géol. France», t. (4) X, págs. 475-478 (Paris, 1910).

(51) MENGEL, O., *Feuille de Prades et région espagnole adjacente*, «Bull. Carte Géol. France», t. XXI, núms. 128 y 132, págs. 93-99 y 511-515 (Paris, 1911-1912).

(52) MENGEL, O., *Feuille de l'Hospitalet (Cerdagne espagnole)*, «Bull. Carte Géol. France», t. XXII, n.º 133, págs. 159-164 (Paris, 1913).

(53) MENGEL, O., *Le Canigou et la Maladetta, pôles de l'axe primitif des Pyrénées*, «C. R. Ac. Sc.», t. CLXXIII, págs. 990-993 (Paris, 1920).

(54) NUSSBAUM, F., *Orographische und morphologische Untersuchungen in den östlichen Pyrenäen*, «Jahresb. Geogr. Gess. Bern», Bd. XXXV-XXXVI, viii + 245 págs., 94 figs., 4 láms. fot. (Berna, 1946).

(55) PAILLETTE, A., *Notice sur les bassins houillers de la Catalogne*, «Ann. Min.», t. (3) XVI, pág. 663 (Paris, 1839).

(56) PARDILLO, F., *Dades per a la mineralogia de Catalunya*, «Treb. Mus. Cienc. Nat. Barcelona», vol. IX, n.º 1, 22 págs., 8 láms. (Barcelona, 1924).

(57) RAGUIN, E., *Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées*, «Bull. Soc. Géol. France», t. (5) VIII, págs. 11-36, 1 lám. (Paris, 1938).

(58) RAGUIN, E., *Géologie du granite*, I vol., 212 págs., 46 figs. (Paris, Masson, 1947).

(59) RAGUIN, E., *Sur l'évolution du granite de Quérigut (Ariège)*, «Bull. Soc. Géol. France», t. (5) XIX, págs. 181-188, 2 figs. (Paris, 1949).

(60) RÍOS, J. M., ALMELA, A. y GARRIDO, J., *Contribución al conocimiento de la zona subpirenaica catalana*, «Bol. Inst. Geol. y Min. España», t. LVI, págs. 339-452, 15 láms. (Madrid, 1943).

(61) ROQUES, M., *Les schistes cristallins de la partie Sud-Ouest du Massif Central français*, «Th. Univ. Clermont-Ferrant. Mém. Carte Géol. France», xxiii + 530 págs., 74 figs., 3 lám., 1 mapa (Paris, 1941).

(62) ROUSSEL, J., *Etude stratigraphique des massifs montagneux du Canigou et de l'Albère*, «Bull. Carte Géol. France», t. VIII, n.º 52, 24 págs. 2 figs., 3 láms. (Paris, 1896).

(63) SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M., *Estudio de las rocas eruptivas de*

España, «Mem. R. Ac. Cienc. Madrid», I vol., 660 págs., 34 figs., 101 láms. (Madrid, 1936).

(64) SCHMIDT, H., *Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen*, «Abh. Gess. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.», III F., H. 5, págs. 981-1065, 21 figs., 2 láms. (Berlín, 1931).

(65) SOLÉ SABARIS, L. y LLOPIS LLADÓ, N., *Sobre la tectónica del alto valle del Segre*, «Estudios Geológicos», n.º 6, págs. 3-53, 13 figs. (Madrid, 1947).

(66) SOLÉ SABARIS, L. y LLOPIS LLADÓ, N., *Explicación de la Hoja n.º 216 Bellver, del Mapa Geológico de España a escala 1: 50.000*, I vol., 111 págs., 12 figs., 17 láms. fotos, 1 lám. cortes geol. (Madrid, 1947).

(67) STILLE, H., *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*, I vol., 443 págs., 14 figs. (Berlín, Bornträger Ver., 1927).

(68) THORAL, M., *Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacau-ne et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire*, «Th. Univ. Paris», n.º 2407, 320 págs., 52 figs., 5 láms. (Montpellier, 1935).

(69) THOS, S., *Exploración y explotación de los criaderos metalíferos del Valle de Ribas. Memoria sobre el estado actual de los trabajos*, I vol., 147 págs., 56 láms. (Barcelona, 1904).

(70) TOMÁS, LL., *Els minerals de Catalunya*, «Treb. Inst. Cat. Hist. Nat.», vol. IV, págs. 129-358, 37 figs. (Barcelona, 1919-1920).

(71) TURNER, F. J., *Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks*, «Mem. Geol. Soc. Am.», n.º 30, xiv+342 págs., 86 figs. (Ann Arbor, 1948).

(72) VIDAL, L. M., *Reseña geológica y minera de la provincia de Gerona*, «Bol. Com. Mapa Geol. España», t. XIII, págs. 209-380, 25 figs., 1 mapa (Madrid, 1886).

(73) VIDAL, L. M., *Nota paleontológica sobre el Silúrico superior del Pirineo Catalán*, «Mem. R. Ac. Cienc.», 3.ª ép., t. XI, n.º 19, págs. 305-313, 3 láms. (Barcelona, 1914).

(74) *Carte géologique détaillée de la France au 80.000 e., feuille n.º 257 Prades* (Paris, 1925).