

## Las rocas hipoabisales hercinianas y tardi-hercinianas del sector centro-oriental del sinclinal de Llavorsí (Pirineo Central)

J. POBLET<sup>(1)</sup> y P. ENRIQUE<sup>(2)</sup>

(1) Dpt. de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia.

(2) Dpt. de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Fac. Geologia. Univ. Barcelona. Zona Universitaria de Pedralbes. 08028 Barcelona.

### RESUMEN

Los materiales silúricos, devónicos que constituyen el sinclinal de Llavorsí (Pirineo central) están atravesados por dos grupos principales de rocas ígneas hipoabisales. El primer grupo está formado por rocas de composición básica e intermedia afectadas por un metamorfismo herciniano de grado muy bajo y forman parte, por tanto, de un episodio magmático básico anterior a las deformaciones principales hercinianas. Las transformaciones secundarias sufridas por estas rocas impiden deducir, a partir del estudio de los elementos mayores, su pertenencia a una serie ígnea determinada si bien pueden distinguirse claramente dos asociaciones con distintas relaciones Mg/Fe. El segundo grupo, claramente postectónico, está constituido únicamente por rocas ácidas (felsitas y pórfidos graníticos y granodioríticos), relacionadas aparentemente con el plutonismo calcoalcalino tardi-herciniano.

*Palabras clave:* Rocas hipoabisales. Hercínico. Pirineos.

### ABSTRACT

The sedimentary sequence forming the Llavorsí Syncline (Central Pyrenees), ranging in age from Silurian to Devonian is crossed by two main groups of igneous hypabyssal rocks. The first of them consists of basic and intermediate dykes affected by a Hercynian very low grade regional metamorphism, and belonging, therefore,

to a basic magmatic episode previous to the main Hercynian deformations. The major-element secondary adjustment suffered by these rocks prevent the determination of their magmatic affinity, even though two distinct Mg/Fe clusters can be recognized. The second group, consists only of acidic rocks (felsites and granite and granodiorite porphyries) and is, apparently, related to late-Hercynian calc-alkaline plutonism.

*Key words:* Hypabyssal rocks. Hercynian. Pyrenees.

### INTRODUCCIÓN

El sinclinal de Llavorsí, situado en el Pirineo central, constituye una estrecha estructura sinformal de dirección ESE-WNW y vergencia hacia el sur donde afloran rocas de edad comprendida entre el Silúrico y el Devónico (fig. 1). La estructura interna de este sinforme es compleja a causa de la superposición de diversas fases de plegamiento y cabalgamientos (Poblet, 1987; Casas y Poblet, 1989). Está limitado por estructuras antiformales constituidas por materiales pertenecientes al Cambro-Ordovícico, al Ordovícico superior y al Silúrico: al norte el domo de la Pallaresa

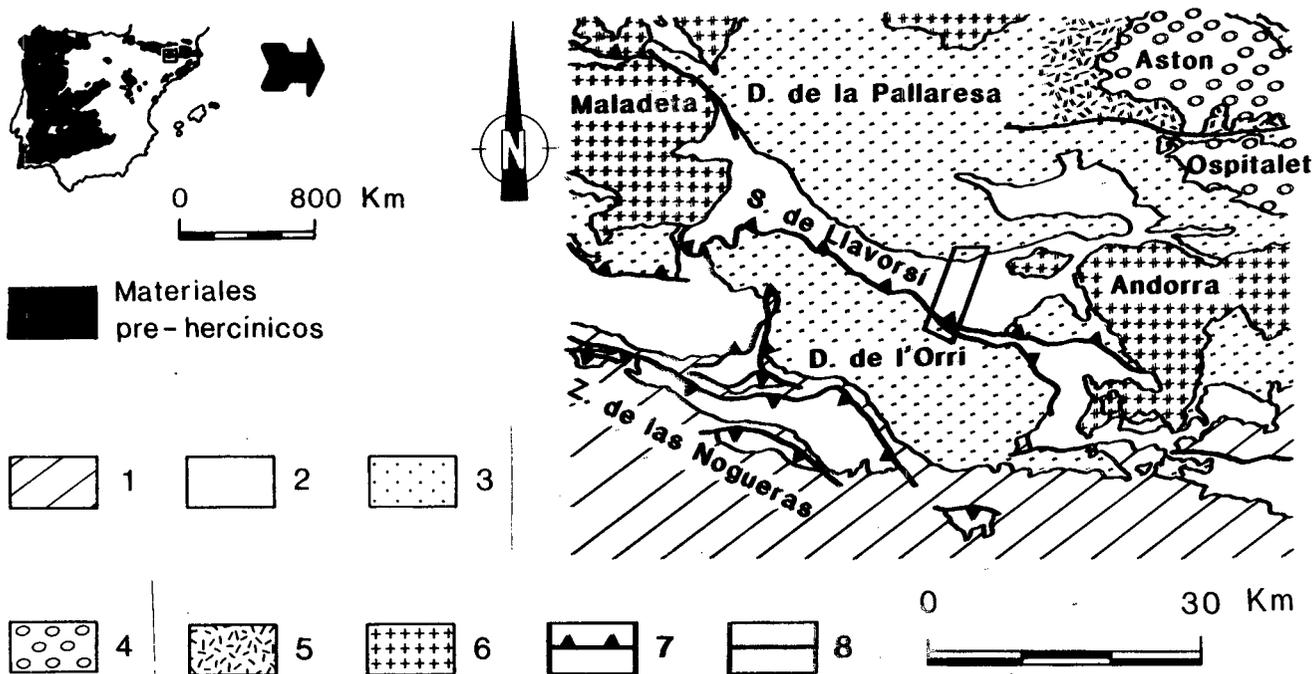


Figura 1.- Situación de la zona estudiada en el contexto del Pirineo central (según Casas y Poblet, 1989). 1: Materiales post-hercínicos; 2: Silúrico, Devónico y Devónico y/o Carbonífero pre-hercínico; 3: Cambro-Ordovícico, Ordovícico superior y Silúrico; 4: Gneises; 5: Migmatitas; 6: Granitoides intrusivos y rocas magmáticas asociadas; 7: Cabalgamientos; 8: Fallas.

Figure 1.- Geological setting of the studied area with reference to the Central Pyrenees units (Casas y Poblet, 1989). 1: Post-Hercynian rocks; 2: Silurian, Devonian and/or Pre-Hercynian Carboniferous; 3: Cambro-Ordovician, Upper Ordovician; 4: Gneiss; 5: Migmatites; 6: Intrusive granitoids and other related magmatic rocks; 7: Thrusts; 8: Faults.

y el anticlinal de La Massana, y al sur el domo de l'Orri y el domo de La Rabassa. Hacia el oeste, el sinclinal de Llavorsí queda cortado por el macizo granítico de la Maladeta, mientras que hacia el este entra en contacto con la granodiorita de Andorra-Mont Lluís.

## ROCAS ÍGNEAS

En el sector centro-oriental del sinclinal de Llavorsí y en los sectores limítrofes de los domos de La Pallaresa y de L'Orri, existe un importante conjunto de rocas hipoabisales que puede dividirse fundamen-

talmente en dos grupos: 1) Rocas filonianas básicas e intermedias emplazadas con anterioridad a las deformaciones principales hercínianas, y 2) felsitas y pórfidos graníticos s.l. de emplazamiento posterior a ellas (Poblet, 1987) (fig. 2).

Las rocas del primer grupo han estado sometidas a un metamorfismo regional de grado muy bajo aproximadamente sincinemático con las deformaciones dominantes en este sector, por lo que algunos de sus minerales constituyentes, como por ejemplo las moscovitas, cloritas y epidotas, que suelen hallarse orientados definiendo la esquistosidad regional, podrían corresponder a minerales neoformados durante el episodio metamórfico (si bien no debe excluirse la posibilidad

de un origen por alteración hidrotermal de esos minerales, independiente del metamorfismo).

### Rocas anteriores a las deformaciones dominantes

Se han distinguido dos tipos principalmente en base a sus características texturales y químicas.

#### Rocas microgranudas no porfídicas

Generalmente se encuentran en diques de potencias no superiores a 5 m y longitudes de orden métrico. Las orientaciones de estos diques varían entre ESE-WNW y ENE-WSW con buzamientos moderados hacia el norte. Son poco frecuentes y se localizan preferentemente en el núcleo y en el flanco norte del sinclinal, atravesando los materiales del Silúrico y Devónico.

En el afloramiento suelen presentar colores grises, ocre, marrones o amarillentos, mostrando un avanzado grado de alteración. Este hecho, unido a los efectos del metamorfismo sobrepuesto, dificultan notablemente su correcta clasificación.

Al microscopio se caracterizan por una microestructura equi a heterogranular, microcristalina, e incluso, a veces, fanerítica de grano fino. Sin embargo, su mineralogía es fundamentalmente secundaria reflejando una importante reequilibración a bajas temperaturas (fig. 3a).

El cuarzo se halla en cristales alotriomorfos o bien en fibras o prismas con extinción ondulante, definiendo sombras de presión entorno a los cristales de pirita. Las sericitas constituyen agregados que provienen de la alteración de los feldespatos. Ocasionalmente se encuentran granos de moscovita. La clorita se presenta en forma de agregados fibrosos. La epidota forma granos alotriomorfos, mientras que la clinozoisita se halla en agregados fibrosos a prismáticos semi-radiales. Como minerales accesorios se encuentran circón, esfena y apatito, los dos primeros mostrando generalmente formas idiomórficas, mientras que el apatito presenta formas aciculares. Entre los minerales opacos cabe destacar la pirita en cristales subidiomorfos a alotriomorfos de 1 a 3 mm, frecuentemente alterada a óxidos de hierro. Finalmente, puede mencionarse la presencia de calcita en granos alotriomorfos a subidiomorfos.

#### Rocas porfídicas y microlíticas

Estas rocas habían sido ya descritas en el sinclinal de Llavorsí por Hartevelt (1970) con el nombre de lamprófidos.

Se presentan en forma de diques o sills de potencias inferiores a 4 m y longitudes que no sobrepasan los 50 m.

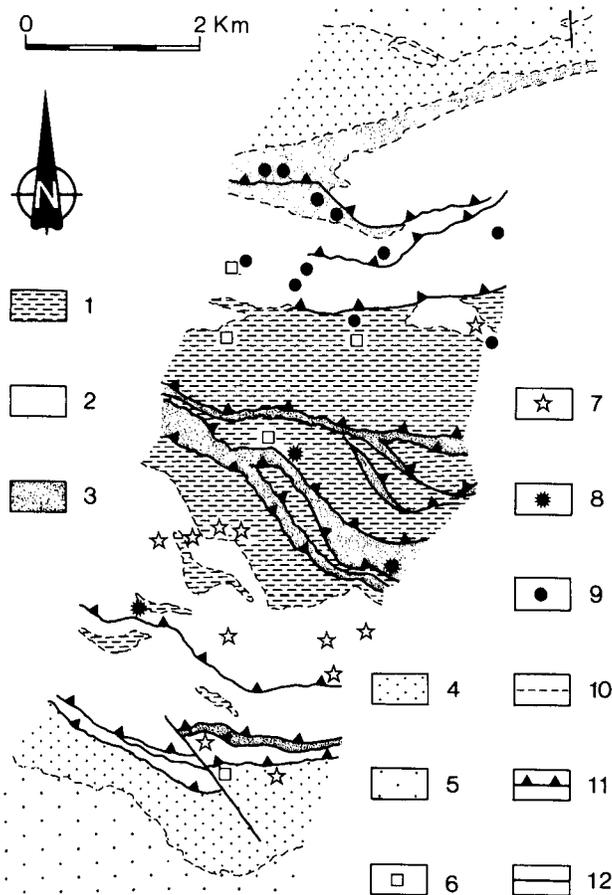
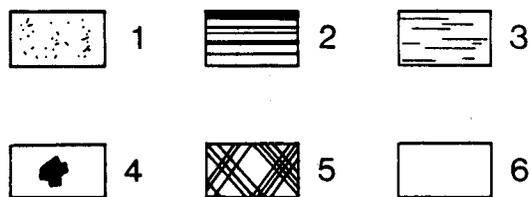
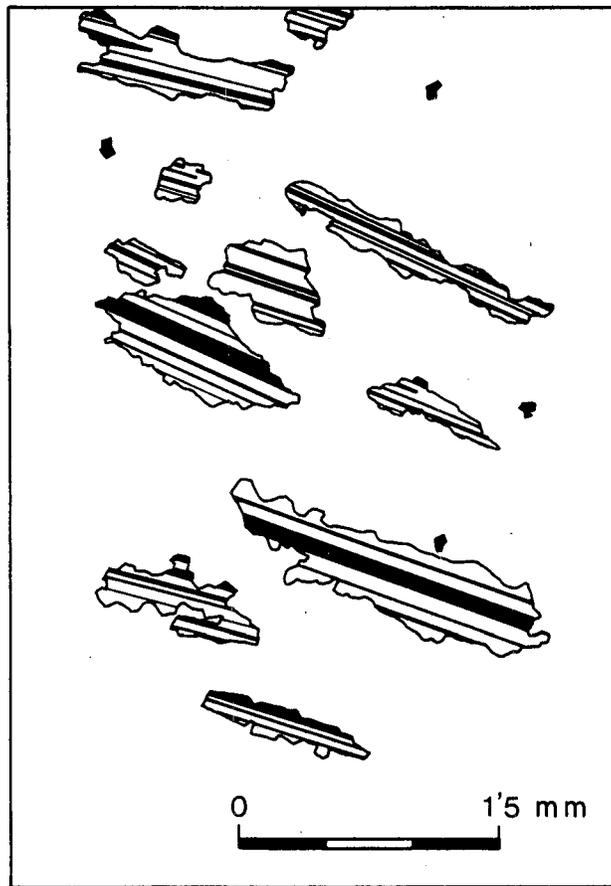
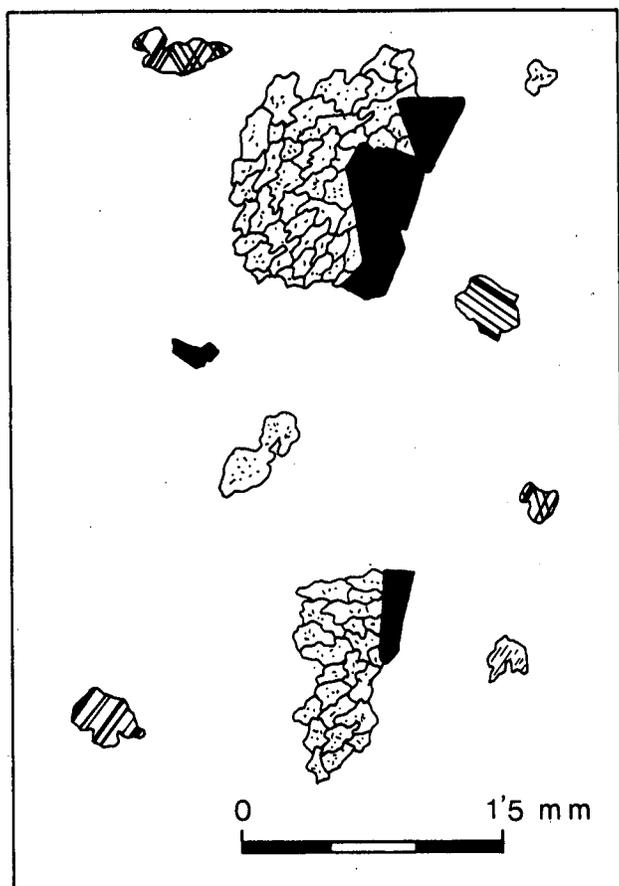


Figura 2.- Mapa geológico simplificado del área estudiada. 1: Devónico inferior-medio; 2: Devónico inferior; 3: Silúrico; 4: Ordovícico superior; 5: Cambro-Ordovícico; 6: Rocas filonianas básicas e intermedias, microgranudas; 7: Rocas filonianas básicas e intermedias porfídicas y microlíticas; 8: Felsitas; 9: Pórfidos graníticos s.l.; 10: Contacto litológico; 11: Cabalgamientos; 12: Fallas.

Figure 2.- Simplified geological map of the studied area. 1: Lower-Middle Carboniferous and/or Devonian; 2: Lower Devonian; 3: Silurian; 4: Upper Ordovician; 5: Cambro-Ordovician; 6: Microgranular basic and intermediate hypabissal rocks; 7: Prophyritic and microlitic basic and intermediate hypabyssal rocks; 8: Felsites; 9: Granite and granodiorite porphyries; 10: Lithologic contacts; 11: Thrusts; 12: Faults.

Son cuerpos paralelos o subparalelos a la esquistosidad dominante que afecta al conjunto de los materiales sedimentarios pre-hercínicos, de manera que en la zona de contacto entre el cuerpo ígneo y el encajante sedimentario se observa cómo la esquistosidad se

adapta a la morfología del cuerpo. A veces los contactos con el encajante pueden estar más o menos tectonizados. Las orientaciones de los diques y los sills varían entre ESE-WNW y NE-SW con un buzamiento hacia el norte moderado a vertical. Atravesan indis-



A



B

Figura 3.- Texturas de las rocas filonianas básicas e intermedias: A: Rocas microgranudas (1.- Cuarzo, 2.- Plagioclasa sericitizada, 3.- Moscovita, 4.- Pirita, 5.- Calcita, 6.- Matriz); B: rocas porfídicas (1.- Plagioclasa sericitizada, 2.- Pirita, 3.- Matriz).

Figure 3.- Textures of hypabyssal basic and intermediate rocks. A: Microgranular types (1.- Quartz, 2.- Sericitized plagioclase, 3.- Muscovite, 4.- Pyrite, 5.- Calcite, 6.- Groundmass); B: Porphyritic types (1.- Sericitized plagioclase, 2.- Pyrite, 3.- Groundmass).

tintamente rocas del Ordovícico superior, Silúrico y Devónico, localizándose preferentemente en el núcleo y el flanco sur del sinclinal.

En muestra de mano presentan siempre coloraciones verdosas con leves tonalidades blancas, marrones, etc., y su aspecto externo recuerda al de los esquistos verdes.

Se trata de un conjunto de rocas que muestran una variación gradual tanto en su composición mineralógica como en su textura, pasando desde términos ricos en cuarzo (pórfidos cuarzodioríticos) hasta términos muy pobres en cuarzo (pórfidos dioríticos a diabasas).

Existe un tránsito gradual entre rocas porfídicas, con fenocristales poco desarrollados, en una matriz microcristalina, hasta rocas sin fenocristales, de tipo microlítico fluidal (fig. 3b).

Estas variaciones texturales dependen de su situación en el cuerpo ígneo observándose las facies más porfídicas hacia el centro del dique y las microlíticas y fluidales en los bordes.

El cuarzo se presenta en fenocristales subidiomorfos a alotriomorfos con extinción ondulante y dimensiones menores de 5 mm. Las plagioclasas forman fenocristales idiomorfos de hasta 2 mm. Ocasionalmente, es posible encontrar fenocristales de feldespato alcalino. Las cloritas pseudomorfizan antiguos fenocristales y se hallan como agregados con extinción ondulante.

La matriz, en los casos en que es distinguible al microscopio, está formada por los mismos minerales que forman los fenocristales. Como minerales accesorios destacan la piritita y el apatito.

Por otra parte se observan un conjunto de minerales producto de transformaciones posteriores al emplazamiento de estas rocas, como cuarzos que forman sombras de presión alrededor de las pirititas, sericitas que derivan de la alteración de plagioclasas, algunos granos de moscovita, clorita, epidota, clinozoisita y calcita, que provienen también de la alteración de las plagioclasas.

## **Rocas posteriores a las deformaciones dominantes**

### *Felsitas*

Fueron citadas por primera vez en el sinclinal de Llavorsí por Hartevelt (1970) con el nombre de pórfidos cuarcíferos.

Se encuentran en forma de diques de espesores decamétricos como máximo, y longitudes que pueden alcanzar dimensiones hectométricas. Sus orientaciones

varían entre SE-NW y E-W con buzamientos fuertes a verticales hacia el norte. Afloran esporádicamente en el núcleo y en el flanco sur del sinclinal de Llavorsí, encajados en materiales del Silúrico y del Devónico.

En general son rocas de colores claros (blanco, amarillo, verdoso o rojizo) aunque en las zonas del dique más próximas a la roca encajante no es raro encontrar texturas fluidales definidas por la alternancia de bandas milimétricas a centimétricas de colores claros y oscuros.

Al microscopio se caracterizan por una microestructura ligeramente porfídica con un porcentaje muy bajo de pequeños fenocristales inmersos en una matriz microcristalina (fig. 4). Los fenocristales de cuarzo alcanzan dimensiones entre 1 y 3 mm, son subidiomorfos a alotriomorfos y muestran extinciones ondulares y fenómenos de corrosión. También se presentan como fenocristales las plagioclasas, idiomorfos a suidiomorfos, de alrededor de 1 mm, comunmente macladas ya sea polisintéticamente según la macla de la albita o según la macla de carlsbad. La moscovita se halla en fenocristales idiomorfos inferiores a 2 mm. A veces contienen algo de piritita accesorias. Las plagioclasas se hallan frecuentemente alteradas sericitita y calcita, y la piritita a óxidos de hierro.

Cuando se presentan texturas fluidales, éstas vienen definidas por la orientación de los fenocristales y por la acumulación de pirititas y fragmentos de rocas encajante en determinados niveles que confieren a la roca un aspecto bandeado.

### *Pórfidos graníticos s.l.*

Estas rocas habían sido ya descritas por los autores holandeses, que han realizado estudios en el sinclinal de Llavorsí, con la denominación de pórfidos granodioríticos (Zandvliet, 1960 y Hartevelt, 1970).

Se presentan en forma de diques de potencias máximas del orden de 10 m, y extensiones laterales decamétricas. Las orientaciones de estos cuerpos son variables, pero suelen estar comprendidas entre SE-NE y NE-SW con buzamientos siempre hacia el norte. Por lo general atraviesan únicamente los materiales sedimentarios silúricos y devónicos. La distribución de estos diques no es homogénea sino que se concentran en determinados sectores, como por ejemplo al SE de las Bordas de Confluent (flanco norte del sinclinal) donde además se encuentran indicios de metamorfismo de contacto, que se manifiesta sobre el terreno por la transformación de determinados horizontes calcáreos del Devónico en mármoles. Así pues, aunque en superficie no se han encontrado afloramientos, este metamorfismo de contacto podría haber sido produci-

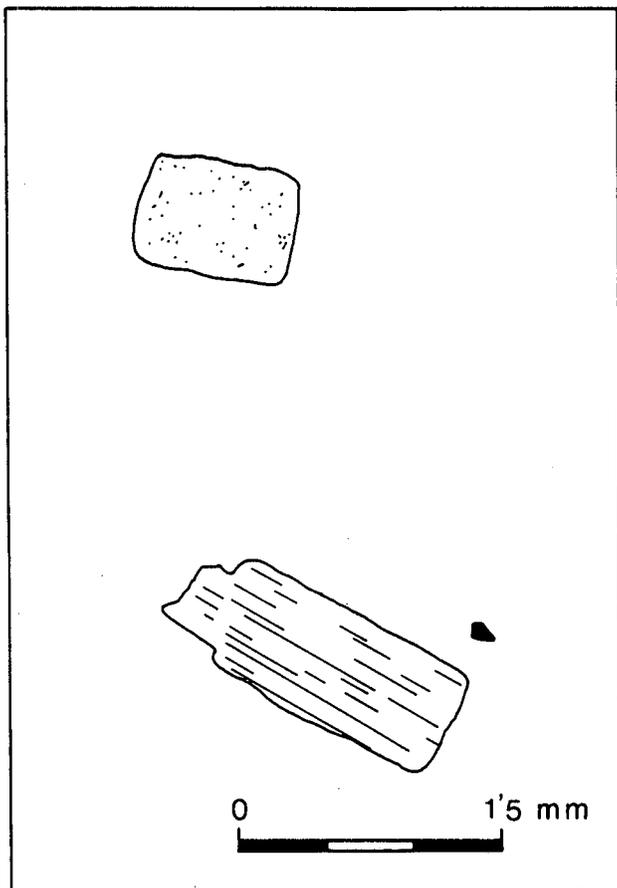


Figura 4.- Textura de las felsitas. 1: Cuarzo; 2: Moscovita; 3: Pirita; 4: Matriz.

Figure 4.- Felsite textures. 1.- Quartz, 2.- Muscovite, 3.- Pyrite, 4.- Groundmass.

do por un cuerpo plutónico situado en profundidad, de manera que el conjunto de diques de pórfidos graníticos representaría el complejo filoniano asociado.

En el afloramiento son de coloraciones variables (verde, rosado, blanco, etc.) y muestran una gran compacidad.

Al microscopio presentan una microestructura típicamente porfídica con fenocristales bien desarrollados (fig. 5). La cantidad de fenocristales es variable según las muestras. Entre éstos se encuentran cuarzos subidiomorfos de 1 a 10 mm, a menudo con extinciones ondulantes.

La matriz es microcristalina a fanerítica de grano fino y parece estar compuesta básicamente por los mismos minerales que forman los fenocristales. Localmente pueden observarse intercrecimientos mirmequíticos entre las plagioclasas y los feldespatos alcalinos. También, como minerales accesorios, se hallan circones, esfenas y minerales opacos.

Como minerales secundarios se hallan cuarzos que rellenan cavidades redondeadas en el interior de los fenocristales de cuarzo, sericitas, producto de alteración de las plagioclasas, cloritas pseudomorfizando a las biotitas, clinzoisitas, calcitas originadas por la alteración de las plagioclasas y magnetitas asociadas a cloritas originadas por reemplazamiento de biotitas.

#### EDAD DE LAS ROCAS HIPOABISALES

En relación a la edad de este conjunto de rocas, cabe decir que todas ellas son posteriores a la sedimentación de los materiales más recientes que afloran en el sinclinal de Llavorsí (Fm. de Civís) puesto que los atraviesan. No obstante, la edad de estos sedimentos está sujeta a tema de controversia, ya que mientras algunos autores consideran que pertenecen parcialmente al Devónico y al Carbonífero pre-hercínico (Zwart y Roberti, 1976 y Zwart, 1979), la mayor parte opta por atribuirles una edad de Carbonífero pre-hercínico (Schdmit, 1931; Zandvliet, 1960; Waterlot, 1967 y 1969; Hartevelt, 1970; Boersma, 1973; Bourke, 1979; etc.). No obstante, los datos paleontológicos suministrados por Buchroithner (1976) indican que la edad de esta formación es Devónico inferior, aunque no puede descartarse que los términos superiores abarquen en parte el Devónico medio.

Por lo que respecta a las rocas intermedias y básicas, si bien algunas muestras no presentan indicios de esquistosidad, otras están intensamente afectadas. De hecho, los fenocristales de los pórfidos muestran una orientación mineralógica coherente con las lineaciones de alargamiento medidas en esta área. Además, los cristales de pirita presentan sombras de presión paralelas a la esquistosidad dominante y no es raro encontrar filones de cuarzo dentro de estas rocas cuyos granos han sido elongados y están envueltos por la esquistosidad dominante. Todo ello conduce a la conclu-

sión de que tanto las rocas microgranudas como las porfídicas y microlíticas son anteriores a las deformaciones dominantes. La no presencia de esquistosidad en algunas de estas rocas puede ser atribuible al contraste de viscosidades entre la roca ígnea y el encajante.

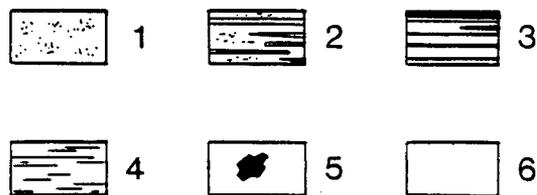
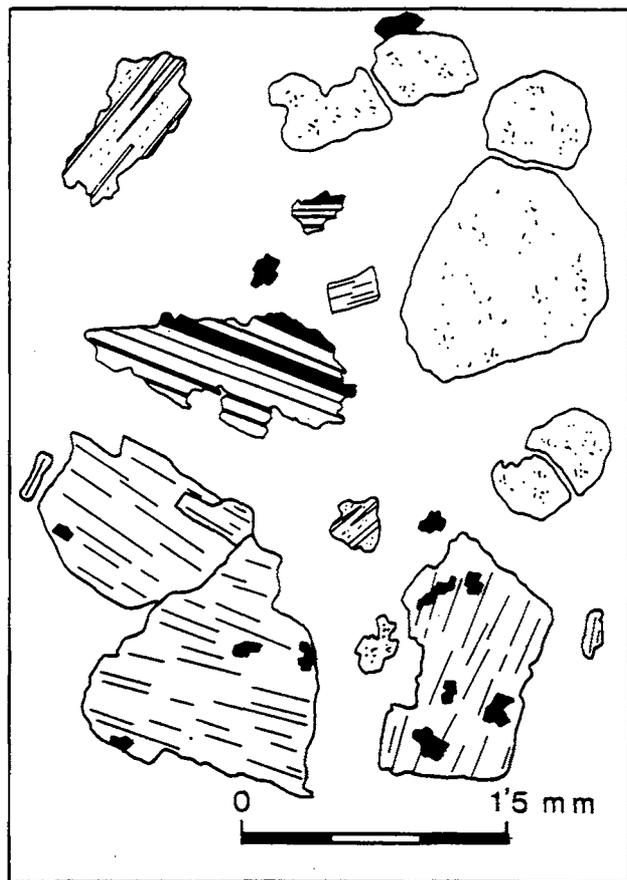


Figura 5.- Textura de los pórfidos graníticos s.l. 1: Cuarzo; 2: Feldespato potásico; 3: Plagioclasa; 4: Clorita pseudomórfica de biotita; 5: Mineral opaco; 6: Matriz.

Figure 5.- Textures of granite and granodiorite porphyries. 1.- quartz, 2.- K-feldspar, 3.- plagioclase, 4.- chlorite (pseudomorphs after biotite), 5.- opaque minerals, 6.- groundmass.

Por otra parte, las felsitas y los pórfidos graníticos s.l. no parecen estar afectados en ningún caso por las deformaciones principales. Sin embargo, algunas muestras presentan fábricas anisótropas que pueden tener su origen bien en la propia fluidalidad ígnea de la roca, o bien en alguna esquistosidad asociada a cualquier fase de deformación tardía. En relación a las felsitas, entre los fragmentos de rocas sedimentarias encajantes que definen las líneas de fluidalidad de estas rocas, se han reconocido pizarras afectadas por dos esquistosidades asimilables a la esquistosidad dominante y a una esquistosidad anterior. Los pórfidos graníticos s.l., por su parte, parecen estar asociados a cuerpos plutónicos intruidos en los materiales paleozoicos con posterioridad a las deformaciones dominantes, puesto que el metamorfismo de contacto que originan provoca una recrystalización de los granos minerales, responsable de la obliteración de la esquistosidad dominante. Así pues, tanto las felsitas como los pórfidos graníticos s.l. se han emplazado después de la fase dominante, pudiendo haber sido afectados por deformaciones posteriores.

## GEOQUÍMICA

### *Rocas filonianas afectadas por las deformaciones dominantes*

La elevada pérdida al fuego de estas rocas (comprendida aproximadamente entre el 5 y el 12%) (Tabla I) pone de manifiesto la existencia de importantes transformaciones que pueden enmascarar algunos de sus rasgos geoquímicos originales. El estudio de los diagramas de variación de elementos mayores indica un importante metasomatismo que afecta principalmente al  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , y  $\text{CaO}$ , mientras que las variaciones más coherentes mostradas por el  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$  (T),  $\text{MgO}$ , y en menor medida  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , sugiere cambios menos significativos para estos elementos.

En particular, las relaciones óxido de hierro total - $\text{SiO}_2$  parecen haber sido las menos modificadas (fig. 6).

Si nos atenemos a su contenido en  $\text{SiO}_2$  (y  $\text{FeO}$  (T)) estas rocas presentan composiciones comprendidas entre basaltos y andesitas, sin embargo, como consecuencia de las transformaciones mencionadas no es posible clasificar con precisión mediante elementos mayores tales rocas ni las series a que pertenecen.

Un hecho notable a destacar es la importante diferencia en el contenido de  $\text{MgO}$  entre las rocas microgranudas y las porfídico-microlíticas, siendo estas últimas sistemáticamente más magnésicas y más pobres en  $\text{FeO}$  (T) que las primeras (figs. 6, 7 y 9). Con los datos

TABLA I.- A) Rocas anteriores a las deformaciones dominantes, a) Rocas microgranudas no porfídicas: LLA-1, LLA-2, LLA-3, LLA-4. b) Rocas porfídicas y microlíticas: LLA-5, LLA-6, LLA-7, LLA-8 y LLA-9. B) Rocas posteriores a las deformaciones dominantes, a) Pórfidos graníticos: LLA-11, LLA-12, LLA-13, LLA-14 y LLA-15. b) Felsitas: LLA-10 y LLA-16.

TABLE I.- Chemical compositions of hypabyssal rocks. A): Rocks affected by the main Hercynian deformations, a) Aphyric microgranular rocks: LLA-1 to LLA-4; b) Porphyritic and microlitic rocks: LLA-5 to LLA-9. B) Rocks unaffected by the main Hercynian deformations, a) Granite and granodiorite porphyries: LLA-11 to LLA-15; b) Felsites: LLA-11 and LLA-16.

	LLA-1	LLA-2	LLA-3	LLA-4	LLA-5	LLA-6	LLA-7	LLA-8	LLA-9	LLA-10
SiO <sub>2</sub>	60.84	47.29	58.28	61.79	50.60	47.10	54.20	53.23	56.71	72.73
TiO <sub>2</sub>	0.15	0.21	0.16	0.08	0.86	0.30	0.17	0.20	0.20	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.91	16.45	18.86	15.43	16.70	14.96	16.73	16.93	16.17	15.11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.33	9.65	8.29	7.20	8.02	8.51	5.92	6.94	6.23	2.11
MnO	nd									
MgO	1.57	3.83	2.89	0.66	6.98	4.83	5.06	5.04	5.31	0.33
CaO	3.02	7.04	1.78	4.80	4.89	7.13	5.24	4.91	3.84	2.04
Na <sub>2</sub> O	0.84	2.31	0.50	0.59	3.99	0.61	5.72	5.62	3.85	0.57
K <sub>2</sub> O	2.43	2.27	3.27	2.63	0.99	2.92	0.51	0.41	1.79	3.34
P.F.	5.52	10.00	5.10	6.65	5.78	12.74	5.87	5.78	5.24	3.74
TOTAL	98.61	99.05	99.13	99.83	98.81	98.10	99.42	99.06	99.34	100.08

	LLA-11	LLA-12	LLA-13	LLA-14	LLA-15	LLA-16
SiO <sub>2</sub>	66.30	71.35	71.87	65.59	68.89	75.21
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.13	0.14	0.17	0.13	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.81	15.08	14.46	16.38	15.69	15.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.13	3.52	4.11	5.24	3.16	0.74
MnO	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MgO	1.13	0.86	1.03	1.40	0.62	0.19
CaO	1.87	0.72	0.46	2.06	2.73	0.07
Na <sub>2</sub> O	0.67	3.04	2.53	2.86	0.29	5.19
K <sub>2</sub> O	3.40	2.45	2.27	2.22	3.92	2.05
P.F.	4.22	2.45	2.46	3.87	4.62	1.20
TOTAL	99.67	99.60	99.33	99.79	100.05	99.98

actualmente disponibles no parece factible saber si estas diferencias son originales o bien responden a diferentes tipos o grados de metasomatismo.

*Rocas filonianas posteriores a las deformaciones dominantes*

A diferencia de las anteriores, estas rocas tienen composiciones ácidas en la totalidad de las muestras

estudiadas variando aproximadamente entre 65 y 75% de SiO<sub>2</sub> y representando, por tanto, composiciones análogas a las de las granodioritas, granitos y leucogranitos de los batolitos de granitoides tardi-hercynianos pirenaicos.

Si bien no se hallan afectados tan severamente por el metasomatismo hidrotermal como en las rocas precedentemente estudiadas, la pérdida al fuego, normalmente comprendida entre 2 y 4%, muestra que también se han producido algunos cambios químicos.

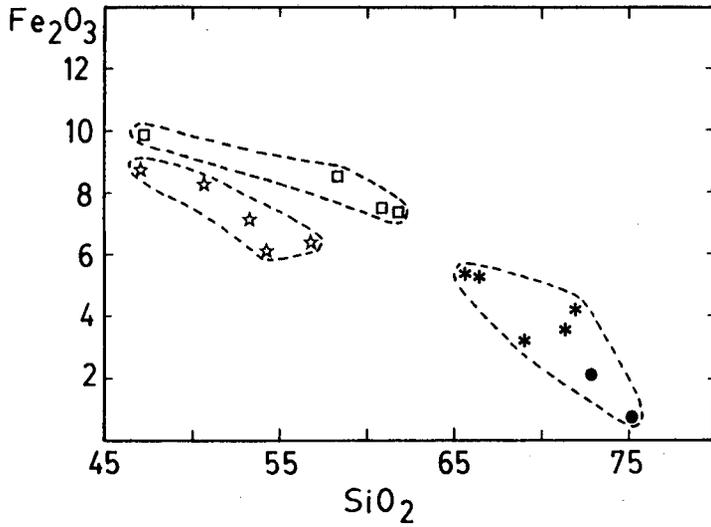


Figura 6.- Relaciones  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (total)- $\text{SiO}_2$  de las rocas ígneas del sinclinal de Llavorsí. 1) Rocas deformadas (de composición básica o intermedia): a) Rocas microgranudas (cuadrados); b) Rocas porfíricas (estrellas). 2) Rocas no deformadas: a) Pórfidos graníticos (asteriscos); b) Felsitas (círculos).

Figure 6.-  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (total) vs.  $\text{SiO}_2$  relationships of the Llavorsí Syncline igneous rocks. 1) Deformed basic and intermediate rocks: a) Microgranular rocks (squares); b) Porphyritic rocks (stars). 2) Undeformed rocks: a) Granite and granodiorite porphyries (asterisks); b) Felsites (circles).

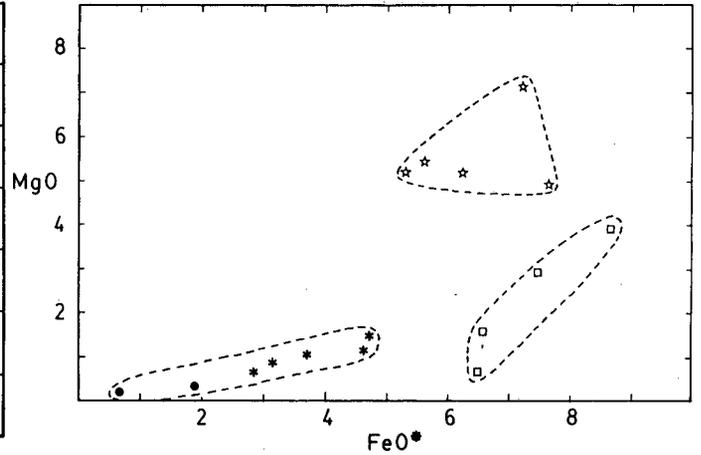


Figura 7.- Relaciones  $\text{MgO}$ - $\text{FeO}$  (total). La misma simbología que en la Fig. 6.

Figure 7.-  $\text{MgO}$  vs.  $\text{FeO}$  (total) plot. Symbols as in Fig. 6.

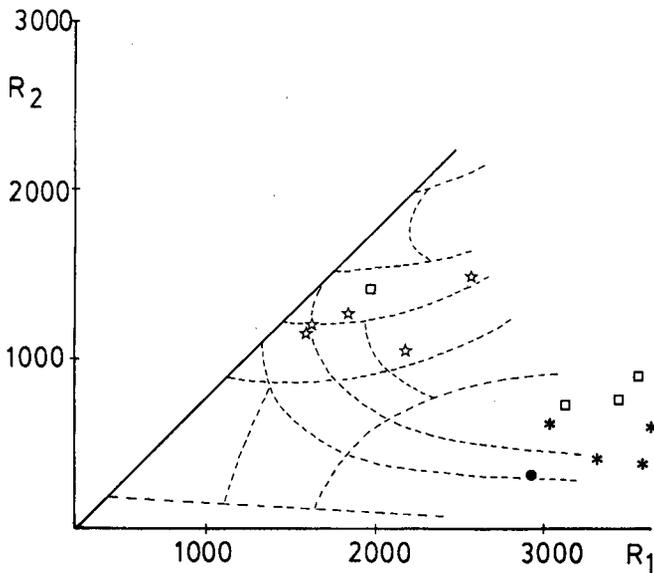


Figura 8.- Diagrama AFM.  $A=\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ;  $F=\text{FeO}$  (total);  $M=\text{MgO}$ . La misma simbología que en la Fig. 6.

Figure 8.- AFM diagram.  $A=\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ;  $F=\text{FeO}$  (total);  $M=\text{MgO}$ . Symbols as in Fig. 6.

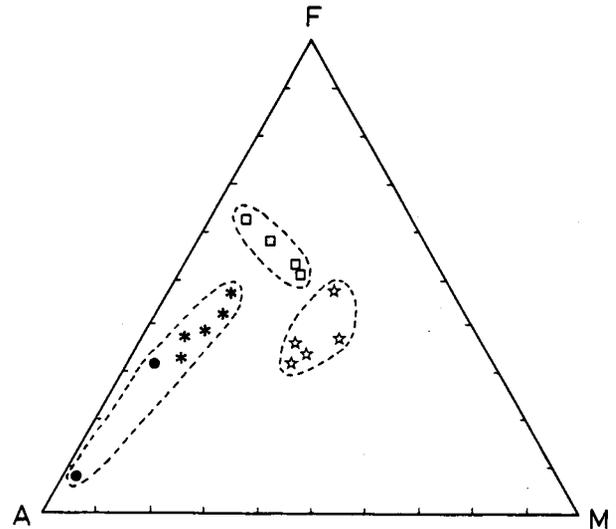


Figura 9.- Diagrama  $R_1R_2$  (De la Roche *et al.* 1980). La existencia de un fuerte corrimiento hacia la derecha de numerosas muestras (algunas se sitúan incluso fuera del diagrama) manifiesta los efectos de un cierto grado de metasomatismo hidrotermal o metamórfico sobre las rocas estudiadas.

Figure 9.-  $R_1R_2$  diagram (De la Roche *et al.* 1980). The displacement of many samples to the right in the diagram shows the effects of a moderate hydrothermal and/or metamorphic metasomatism in the studied rocks.

Estas transformaciones parecen haber afectado principalmente al Na<sub>2</sub>O (empobreciéndose fuertemente en algunas muestras) y en menor medida al CaO y K<sub>2</sub>O.

De nuevo, por tanto, las modificaciones experimentadas por los álcalis impiden la determinación precisa de la nomenclatura y tipología geoquímica mediante la utilización de diagramas de elementos mayores. En el diagrama R<sub>1</sub>R<sub>2</sub> (De la Roche *et al.* 1980), por ejemplo, este hecho afecta fundamentalmente al valor de R<sub>1</sub> produciendo un corrimiento hacia valores excesivamente altos de este parámetro (fig. 8).

## CONCLUSIONES

En el sinclinal de Llavorsí se han distinguido dos grupos de rocas ígneas hipoabisales. El primero, formado por las rocas más antiguas, de emplazamiento anterior a las principales fases de deformación hercinianas, tiene composiciones básicas e intermedias y puede dividirse a su vez en dos conjuntos litológicos con diferentes características petrológicas y químicas: a) tipos microgranudos relativamente bajos en MgO y b) tipos porfídico-microlíticos relativamente ricos en MgO. El segundo grupo está formado por rocas ácidas (felsitas, pórfidos graníticos y granodioríticos) que intruyen con posterioridad a las principales fases de deformación hercinianas. Por su composición y edad de emplazamiento, estas últimas, parecen claramente vinculadas al plutonismo tardi-herciniano pirenaico.

## BIBLIOGRAFIA

BOERSMA, K. Th., 1973: Devonian and Lower Carboniferous conodont biostratigraphy, Spanish Central Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.*, 49 (2): 307-377.

BOURKE, D., 1979: *Etude géologique de la terminaison orientale du massif de la Maladetta et de ses abords, région d'Espot (Province de Lérida, Pyrénées espagnoles)*. Thèse Doc. Univ. Lille. 69 pp.

BUCHROITNER, M.F., 1976: Zur conodontenstratigraphie vorwiegend klastischer folgen in Devon der ost-und zentralpyrenäen. *Mitt. Oslerr. Geol. Ges.*, 69: 247-266.

CASAS, J. M. y POBLET, J., 1989 : Essai de restitution de la déformation dans une zone avec plis et chevauchements: le "synclinal de Llavorsí" dans les Pyrénées centrales (Espagne). *C. R. Ac. Sc. Paris*. 308, Ser. II: 427-433.

DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. y MARCHAL, M., 1980: A classification of volcanic and plutonic rocks using R<sub>1</sub>R<sub>2</sub> Diagram and major-element analyses -its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.* 29: 183-210.

HARTEVELT, J. J. A., 1970: Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees. Andorra, Spain. *Leidse Geol. Meded.* 45: 167-236.

POBLET, J., 1987: *Estudi geològic del sector central del sinclinal de Llavorsí (Pirineu Central)*. Tesi de Llicenciatura, Univ. Barcelona, 163 pp.

SCHDMIT, H., 1931: Das Palaeozoikum der spanischen Pyrenäen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen math.-phys.* Kl. 3 Folge, 5 (8): 1-85.

WATERLOT, M., 1967: *Contribution à l'étude géologique du Carbonifère anté-stéfanien des Pyrénées Centrales espagnoles*. Thèse doc., Univ. Lille, t. 1: 212 pp., t. 2: 323 pp.

WATERLOT, M., 1969: Grands faits stratigraphiques et paléogéographiques du Carbonifère anté-stéfanien des Pyrénées Centrales espagnoles. *Bull. Soc. Géol. Fr., 7e. sér.*, 11 (4): 502-510.

ZANDVLIET, J., 1960: The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 25: 1-127.

ZWART, H. J., 1979: The geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.*, 50 (1): 79 pp.

ZWART, H. J. y ROBERTI, K. F., 1976: Geological map of the Central Pyrenees. Sheet 9. Flamisell-Pallaresa (Spain). Scale 1/50.000. *Geol. Inst. Leiden Univ.*

Recibido, enero 1980.