

# ESTUDIO PETROLOGICO DE LOS GRANITOIDES DEL AREA CENTRO-NORTE DE LA SIERRA DE GREDOS (BATOLITO DE AVILA; SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL)

F. BEA BARREDO \*

I. MORENO-VENTAS BRAVO \*

**RESUMEN.**— Se ha realizado un detallado estudio cartográfico, petrográfico y geoquímico sobre los granitoides de la zona Centro-Norte de la Sierra de Gredos. Se pone de manifiesto la existencia de dos facies de granodioritas: la facies de Hoyos del Espino, y la facies del Alberche; además existen leucogranitos cordieríticos intrusivos y granitos diatexiticos. El emplazamiento de las rocas de la facies de Hoyos es sin-cinemático con la fase II, mientras que las de la facies del Alberche son sin o tardicinemáticas con la fase III; los leucogranitos son aún más tardíos. Las granodioritas de Hoyos presentan una estructura subhorizontal que condiciona fenómenos anatéticos en el encajante. Se insiste en que la petrografía y el quimismo de todos los granitoides, desde las granodioritas hasta los leucogranitos, corresponde a rocas de tipo S, y se sugiere un origen anatético para todo el conjunto.

**ABSTRACT.**— A detailed research on geology, petrography and geochemistry of granitoids from central-northern parts of the Sierra de Gredos has been carried out. It becomes clear the existence of two different facies of granodiorites: the Hoyos del Espino and the Alberche facies; moreover there are diatexitic granites and intrusive leucogranites. The emplacement of granodiorites from the Hoyos facies is broadly synkinematic with the Hercinian folding phase II, while granodiorites from the Alberche facies are syn or latekinematic with phase III. The subhorizontal structure of the Hoyos del Espino granodiorites conditions anatexis on subjacent regional wall-rocks. The petrography and geochemistry of all the granitoids, from granodiorites to leucogranites, are consistent with S-type granites; so, a genesis by crustal anatexis is claimed for all the rocks.

## INTRODUCCION

El presente trabajo expone los resultados de una detallada investigación cartográfica, petrográfica y geoquímica llevada a cabo sobre las rocas graníticas de

\* Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Univ. Salamanca.

la zona centro-norte de la Sierra de Gredos. Constituye el punto de partida para otro trabajo (BEA y MORENO-VENTAS, en prep.) en el que se discutirán los criterios para la identificación de diferentes facies de rocas granodioríticas que se hallan dentro del Batolito de Avila, y que, a «grosso modo», son equivalentes a las granodioritas precoces y tardías definidas en Galicia (CAPDEVILA, 1969; CAPDEVILA, et al., 1973).

El área aquí considerada se sitúa dentro de la provincia de Avila, y comprende una extensión superficial de 440 km<sup>2</sup> aprox.; forma un polígono irregular elongado en dirección N-S, cuyos vértices están próximos a las siguientes localidades:

Navacedilla del Corneja (NO) - Puerto de Menga (NE) - Puerto del Pico (SE) - Refugio del Rey (SOO) - Pico Almanzor (SOO).

Posee un relieve acusado, sobre todo en su parte sur, ya que comprende la línea de cumbres más elevadas de la Sierra. Su morfología actual resulta de la interferencia de un modelado glaciar y fluvio-glaciar intenso con una densa red de fracturas frágiles que suelen generar bandas de trituración fácilmente erosionables. La edad de dichas fallas puede definirse como tardihercínica en sentido amplio; es muy probable que algunas de ellas hayan sido reactivadas en el alpino. Para una información detallada acerca de la fracturación rígida y evolución geomorfológica del Sistema Central en su conjunto, el lector interesado puede consultar las obras de UBANELL (1981) y GARZON HEIDT et al. (1981).

Los antecedentes sobre la petrología granítica de la zona son muy escasos; sólo merece la pena destacar las hojas a escala 1/50.000 del plan M.A.G.N.A., nº 557 y 558 (Bohoyo y Arenas de San Pedro) que abarcan el tercio Sur. También se incluye información, procedente de los presentes autores, en la síntesis cartográfica 1/200.000 efectuada por DPTO. PETROLOGIA (1983).

## LOS MATERIALES

La zona de estudio comprende el contacto oriental del gran sector metamórfico del Barco de Avila-Piedrahita con los granitoides batolíticos de la Sierra de Gredos. Allí coexisten rocas metamórficas de grado alto (nebulitas, migmatitas flebíticas y neises) en estrecha relación con granodioritas, leucogranitos y granitos diatexíticos que poseen complejas relaciones genéticas y cronológicas entre sí (véase mapa, fig. 1). A continuación se describen los materiales característicos de la zona:

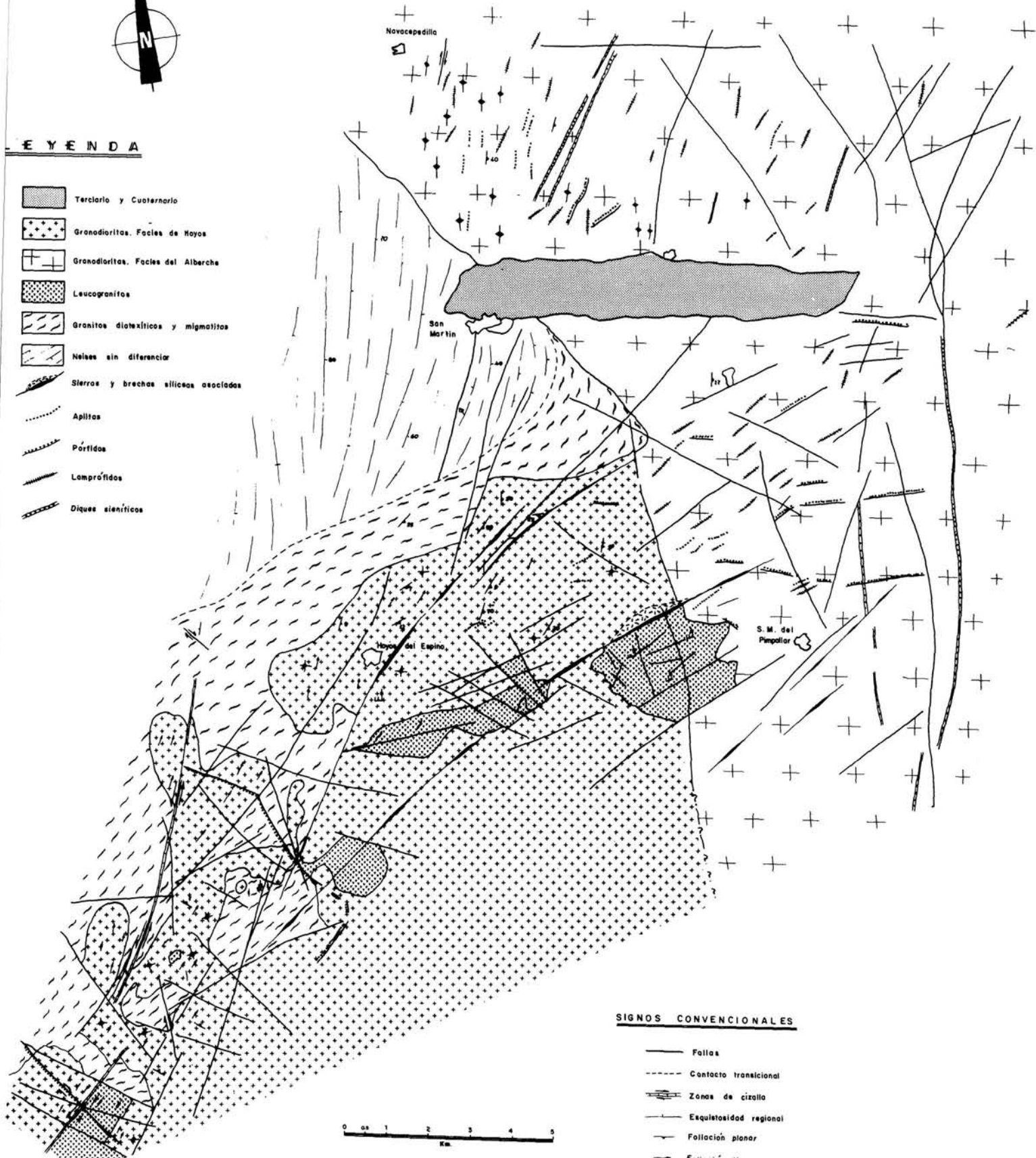
ESQUEMA GEOLOGICO DE LOS ALREDEDORES DE HOYOS DEL ESPINO (GREDOS)

F. BEA - I. MORENO - VENTAS



LEYENDA

-  Terciario y Cuaternario
-  Granodioritas, Facies de Hoyos
-  Granodioritas, Facies del Albarche
-  Leucogranitos
-  Granitos diatexiticos y migmatitos
-  Neises sin diferenciar
-  Sierras y brechas silíceas asociadas
-  Aplitas
-  Porfidos
-  Lampródidos
-  Diques sieníticos



SIGNOS CONVENCIONALES

-  Fallas
-  Contacto transicional
-  Zonas de cizalla
-  Esquistosidad regional
-  Foliación planar
-  Foliación lineal
-  Dirección enclaves



Figura. 1. Mapa.

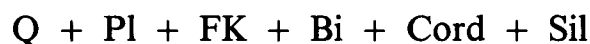
## I. EL ENCAJANTE

En la parte occidental y centro-occidental se encuentran rocas metamórficas cuyo grado aumenta con la proximidad de los granitoides, aunque en cualquier caso se mantiene constantemente superior a la isograda:



Existen dos petrografías dominantes:

(1) *Neises ácidos*, cuya paragénesis es:



Presentan la misma facies que la descrita por BEA y MALDONADO (1983) en Candelario (Salamanca), a la que se considera fuente anatética de los granitoides de nódulos (íbid.); es muy probable que equivalgan a las rocas del complejo laminar del Alamo recientemente estudiado por GARCIA DE FIGUEROLA et al. (1984).

(2) *Neises biotíticos*, con una paragénesis cualitativamente idéntica a la anterior, pero mucho más ricos en biotita y cordierita. Pueden equivaler al neis de Castellanos (FRANCO, 1980); cuando se encuentran en las cotas más altas de metamorfismo dan lugar a nebulitas similares a las que UGIDOS (1974) denominó «movilizados cordieríticos».

Con cierta frecuencia aparecen niveles de composición más pelítica, muy ricos en biotita, cordierita y sillimanita, con cantidades subordinadas de feldespato potásico, y en los que puede llegar a faltar la plagioclasa.

En las zonas inmediatas a los contactos con los granodioritas, el encajante forma una serie anatética, desde migmatitas hasta granitos diatexíticos con abundantes palimpsestos.

En líneas generales, el contacto con los granitoides, sean discordantes o paraconcordantes, se establece según una zona relativamente amplia, en detalle muy compleja, que en el sector centro-sur posee dirección NE-SO, y a lo largo de la cual se sitúa una fuerte banda de deformación buzante al SE. El contacto al N de San Martín de la Vega de Alberche es más simple, de tipo intrusivo, y lleva dirección SE-NO.

Dentro de los granitoides alóctonos existen algunos retazos de metamórfico en los que migmatitas y granitos diatexíticos se encuentran íntimamente mezclados; por lo general poseen una deformación intensa de dirección N-S. Ejemplos interesantes se pueden observar en el Prado de las Pozas, Plataforma de Gredos, Prado de las Excomuniones, etc...

## II. LAS ROCAS DE AFINIDADES GRANODIORITICAS

Se distinguen dos facies tipo con sus respectivas facies de variación:

- (1) *la facies de Hoyos del Espino*, que aflora sobre todo en las zonas centro y sur de la mitad occidental.
- (2) *la facies del Alberche*, cuyo dominio se sitúa en el norte y en el este.

### II.1. *La facies de Hoyos del Espino*

Granodioritas porfídicas de grano medio a grano grueso, que destacan por mostrar una fuerte foliación subhorizontal definida por la totalidad de los elementos texturales de la roca.

II.1.1. *Descripción macroscópica:* Cuando está fresca posee un color gris ace-  
rado que se vuelve pardo por efectos de la alteración. A simple vista se distinguen:

(1) Megacristales de feldespatos alcalinos. Pueden alcanzar hasta 10 cm. de longitud; por lo general poseen una fuerte tendencia automórfica, con hábito tabular. Casi siempre maclados según la ley de Carlsbad. Algunos ejemplares poseen inclusiones de Frals. Son, conjuntamente con los enclaves, el elemento textural que más contribuye a resaltar la foliación de la roca.

(2) Una mesostasis, aproximadamente equigranular, cuyo tamaño de grano oscila entre 3 y 5 mm. Está compuesta por:

- a) cristales xenomórficos de cuarzo
- b) cristales subautomórficos de plagioclasas en sineusis
- c) pequeños cristales de biotita, agrupados en glomérulos o formando «schlierens»
- d) accidentalmente se pueden encontrar pseudomorfos de cordierita. Son prismas, generalmente bien formados, cuyo eje mayor es del orden de 10 mm; poseen colores verdosos, ya que actualmente están formados por cloritas y otros filosilicatos.

II.1.2. *Descripción microscópica:* En lámina delgada la mesostasis presenta textura hipidiomórfica inequigranular, sobre la que se desarrolla el crecimiento blástico de los grandes megacristales de feldespatos alcalinos. Con frecuencia la textura original se ve afectada por procesos de reducción de tamaño, ligados a la fracturación tardía, lo que tiene como consecuencia la aparición de texturas protomiloníticas.

*Los minerales:*

(a) *Las plagioclasas.* Son muy abundantes; es habitual que el porcentaje modal supere el 30%. Se presentan en secciones prismáticas, con tendencia automórfica o subautomórfica, cuyos tamaños suelen estar comprendidos entre 1 y 5 mm. Por lo general están macladas según la ley de la Albita, dando individuos con maclado polisintético fino y regular; con menor frecuencia se observan maclas según la ley de Carlsbad. El zonado no es muy conspicuo ni abundante; por lo común se limita a un zonado directo difuso; existen algunos individuos con zonado oscilatorio, pero el número de zonas alternantes no suele ser muy elevado. Los individuos escasamente zonados poseen un rango composicional desde  $An = 28\%$  hasta  $An = 38\%$ ; los individuos con mayor zonación suelen poseer núcleos con  $An$  entre el 35% y el 45%, mientras que las coronas dan valores en torno a  $An = 25\%$ . Presentan escasas inclusiones; las más abundantes son tabletas de biotita, pequeñas y de hábito muy irregular; además se encuentran inclusiones de cuarzo y apatito, aunque son más raras; también se aprecia la existencia de microinclusiones irresolubles ópticamente. El desarrollo de mirmequitas es bastante habitual.

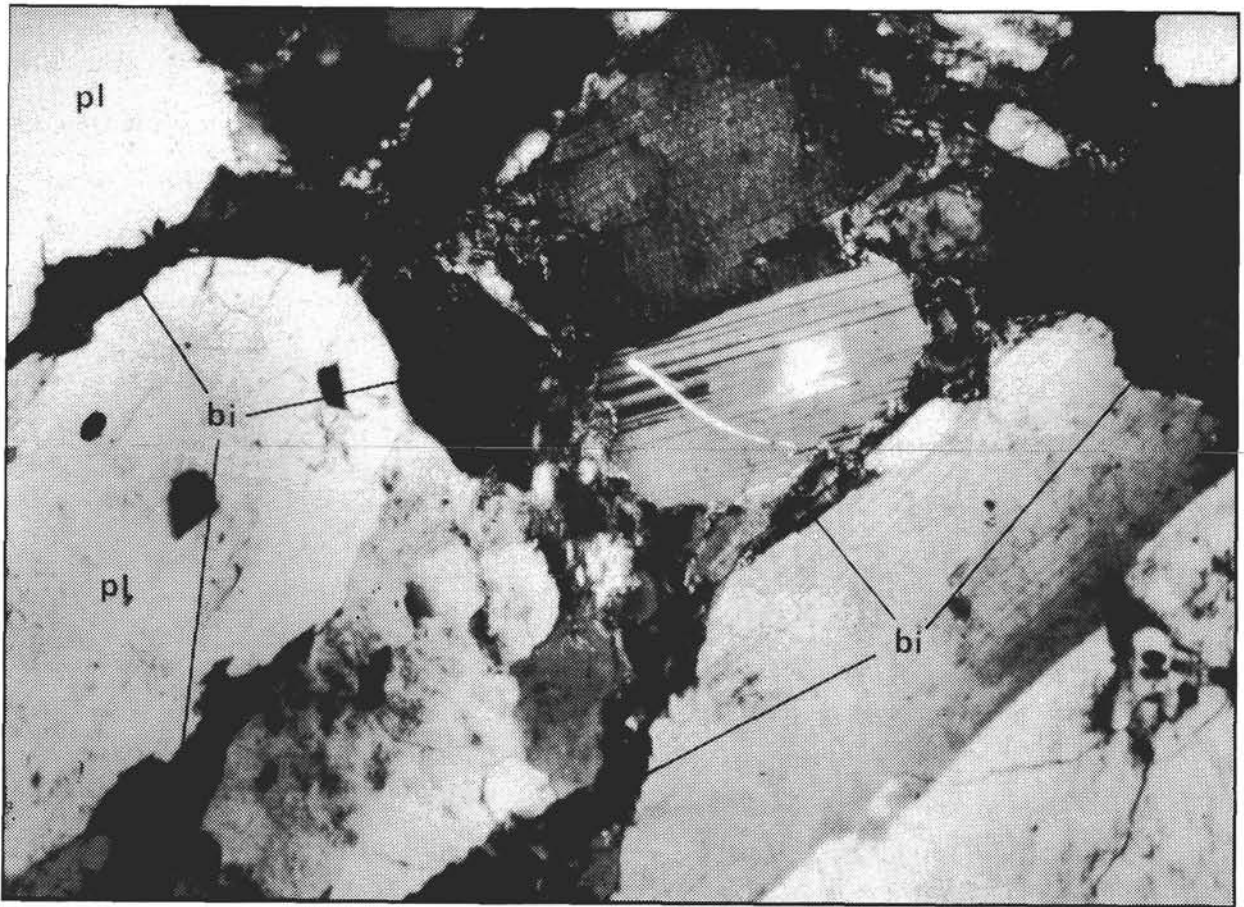


Foto 1. Relaciones texturales entre plagioclasa y biotita en las granodioritas de Hoyos. Nótese la posición intersticial de la biotita (x 50).

(b) *Las biotitas*. Aparecen en forma de placas xenomórficas cuyos tamaños oscilan entre 1 y 3 mm. Poseen colores intensos con un acusado pleocroismo:

Ng, Nm = marrón rojizo

Np = castaño claro a blanco amarillento

Muestran una disposición textural en grumos compuestos por una o dos decenas de individuos; dichos grumos pueden adquirir localmente textura decusada; suelen llevar asociadas cantidades considerables de minerales accesorios, especialmente apatito en gruesos prismas. A veces se disponen en aureolas alrededor de las plagioclasas (foto 1), definiendo una disposición morfológica similar a los «clay-coated clast» típicos de algunas rocas detríticas. En principio, esta disposición se interpreta como de origen tectónico. Con frecuencia, en los bordes de grano de las biotitas se desarrolla una transformación diaforética que origina, como productos de la reacción, un crecimiento simplectítico de magnetita y feldespato potásico (foto 2); esta transformación está siendo investigada activamente por los autores (en prep.).

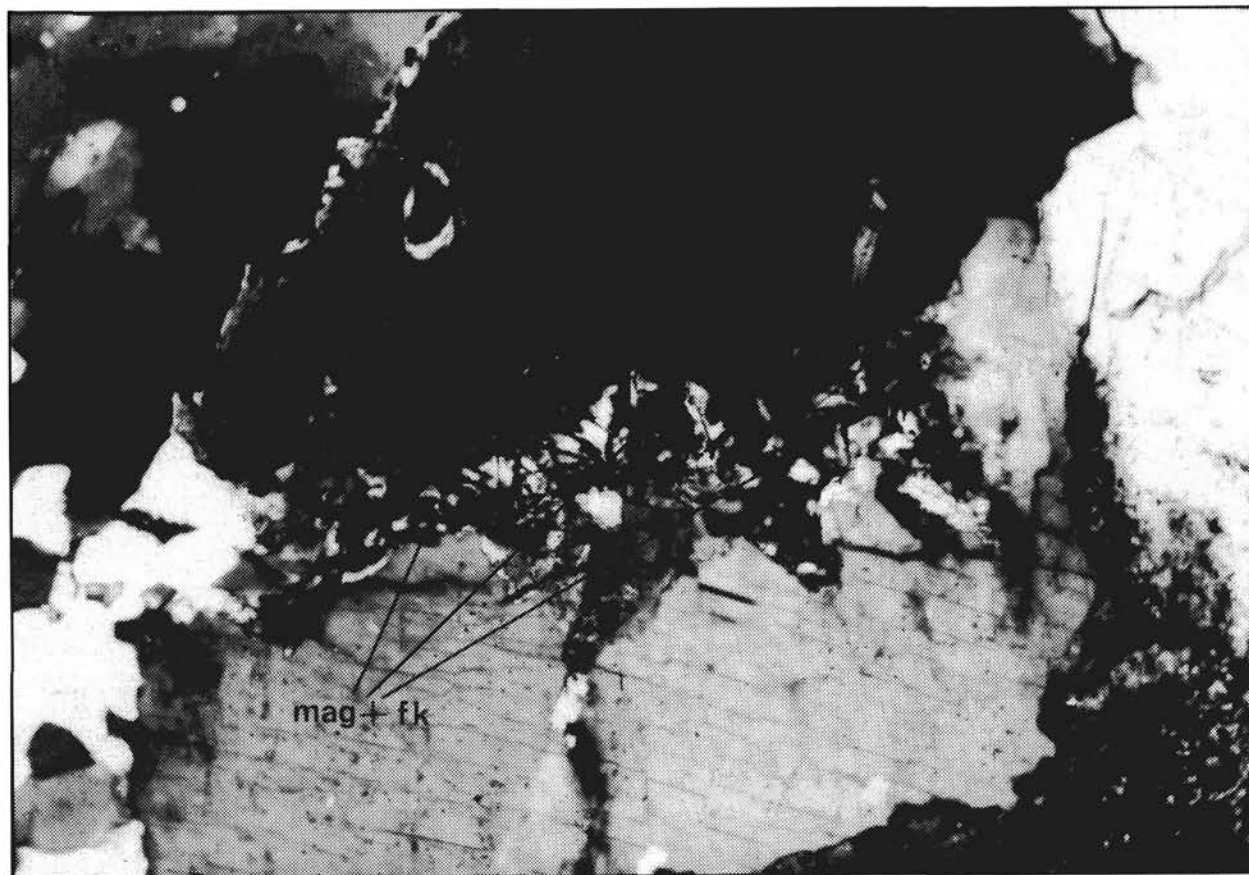


Foto 2. Crecimiento simplectítico de magnetita y feldespato alcalino a expensas de la biotita en las granodioritas de Hoyos (x 125).

Además de las inclusiones de apatito, ya mencionadas, las biotitas suelen incluir cantidades notables de circón, pequeños cristales en los que dominan los hábitos xenomórficos, y que originan halos pleocroicos bien definidos. Son frecuentes también las microinclusiones de minerales opacos.

(c) *El feldespató alcalino*. La mayor parte se encuentra integrando los megacrístales; si estos fuesen excluidos del cómputo modal, la roca debería clasificarse como una tonalita, en vez de hacerlo como una granodiorita. Cuando aparece feldespató alcalino en la mesostasis, o bien, cuando se incluye parte de un megacrístal en la lámina delgada, destacan las siguientes características:

— Es muy raro observar la presencia de las maclas cruzadas características de la microclina. Sin embargo, las determinaciones del índice de triclinicidad (131) efectuadas por uno de los autores (BEA, in litt.), muestran grandes variaciones, desde  $D = 0.20$  (ortosa) hasta  $D = 0.90$  (microclina de alta triclinicidad).

— El desarrollo de pertitas es muy pobre. Esto puede atribuirse, al menos en parte, a la escasez de componente albítico: los análisis químicos llevados a cabo (íbid.) presentan el siguiente margen composicional:

$$\text{Or} = 79\text{-}82\%; \text{Ab} = 11.8\text{-}17.4\%; \text{An} = 1.1\text{-}3.4\%$$

(d) *El cuarzo*. Aparece de dos formas diferentes: (1) en grandes cristales xenomórficos, y (2) en pequeños granos intersticiales, frecuentemente entre los cristales de plagioclasa que forman sineusis. Siempre se encuentra afectado por la deformación tardía, con extinción ondulante y bordes de grano muy suturados.

(e) *Los minerales accesorios*. Destacan apatito, circón y opacos. La mayor parte de ellos se encuentran incluidos en la biotita. Únicamente el apatito puede aparecer incluido en las plagioclasas e, inclusive, como mineral aislado.

(f) *Los minerales accidentales*. Son poco abundantes, aunque en localidades puedan aparecer cantidades apreciables. El de mayor importancia es la cordierita pseudomorfizada, idéntica a la que describiré en los leucogranitos. Además, se pueden encontrar moscovita deutérica y algo de turmalina.

II.1.3. *Los enclaves*: Abundan bastante. Los más frecuentes son: (1) xenolitos metamórficos, generalmente muy digeridos, y (2) enclaves microgranudos de composición granodiorítica que parecen homogéneos. También se encuentran enclaves de rocas appiníticas (véase DPTO. PETROLOGIA, 1980). Por lo general presentan un fuerte aplastamiento subhorizontal concordante con la foliación; suelen poseer bordes difusos e irregulares que indican un bajo contraste de viscosidad con el encajante granodiorítico. Se encuentran pasillos de enclaves de rocas appiníticas cuyas direcciones se adaptan a las de la deformación regional.



II.1.4. *El cortejo filoniano.* Muy escaso; únicamente aparecen algunos diques de aplitas de dirección dominante N 10° E y diques de pórfidos de composición granítica, a veces con gran extensión lateral, con direcciones E-O o NO-SE. Las fracturas tardihercínicas de dirección SO-NE pueden rellenarse de cuarzo, dando lugar a los «sierros», a veces con brechas silíceas marginales muy potentes, tal como ocurre en La Navarquita. Este fenómeno, aunque frecuentemente se desarrolla sobre la facies de Hoyos, no es específico de alguna facies granítica, sino que es penetrativo a todas las rocas regionales.

II.1.5. *La deformación.* Se pueden apreciar los siguientes efectos (foto 3):

(a) En primer lugar y como más importante, la foliación subhorizontal, que en algunas localidades puede llegar a ser de cizallamiento. Se interpreta como producida durante la deformación de fase II hercínica, utilizando el esquema de fases de fases tectónicas sugerido por DIEZ-BALDA (1980, 1981, 1982) en zonas inmediatas al NO.

(b) La foliación subhorizontal puede estar plegada por micropliegues de plano axial subvertical, dirección preferente N-S, y longitud de onda en torno a 50 cm. También se encuentra afectada por cizallas subverticales de dirección coincidente. Ambos fenómenos se consideran producidos durante la fase III.

(c) Por último, pueden estar afectadas por la fracturación rígida tardihercínica, que desarrolla milonitas, a veces bandas de pseudotaquilas de hasta 10 cm. de potencia.

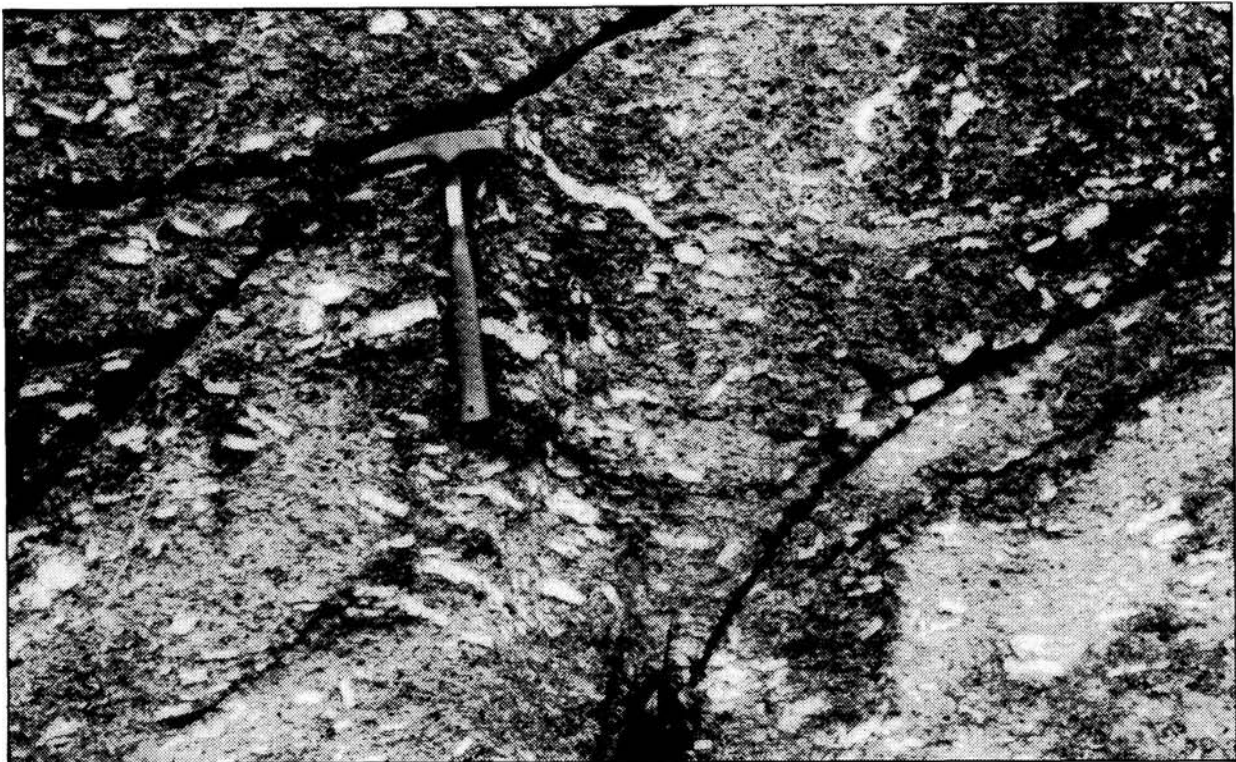


Foto 3. Foliación subhorizontal (fase II) microplegada y cizallada subverticalmente (fase III) en las granodioritas de Hoyos del Espino.

II.1.6. *Clasificación modal.* Se han llevado a cabo contajes de puntos sobre 21 láminas delgadas. La proyección en el triángulo Q-A-P (fig. 2) muestra que las rocas de esta facies petrográficamente se clasifican como granodioritas o monzogranitos. Es necesario tener en cuenta que su carácter fuertemente porfídico dificulta el proceso de contaje de puntos y posterior clasificación.

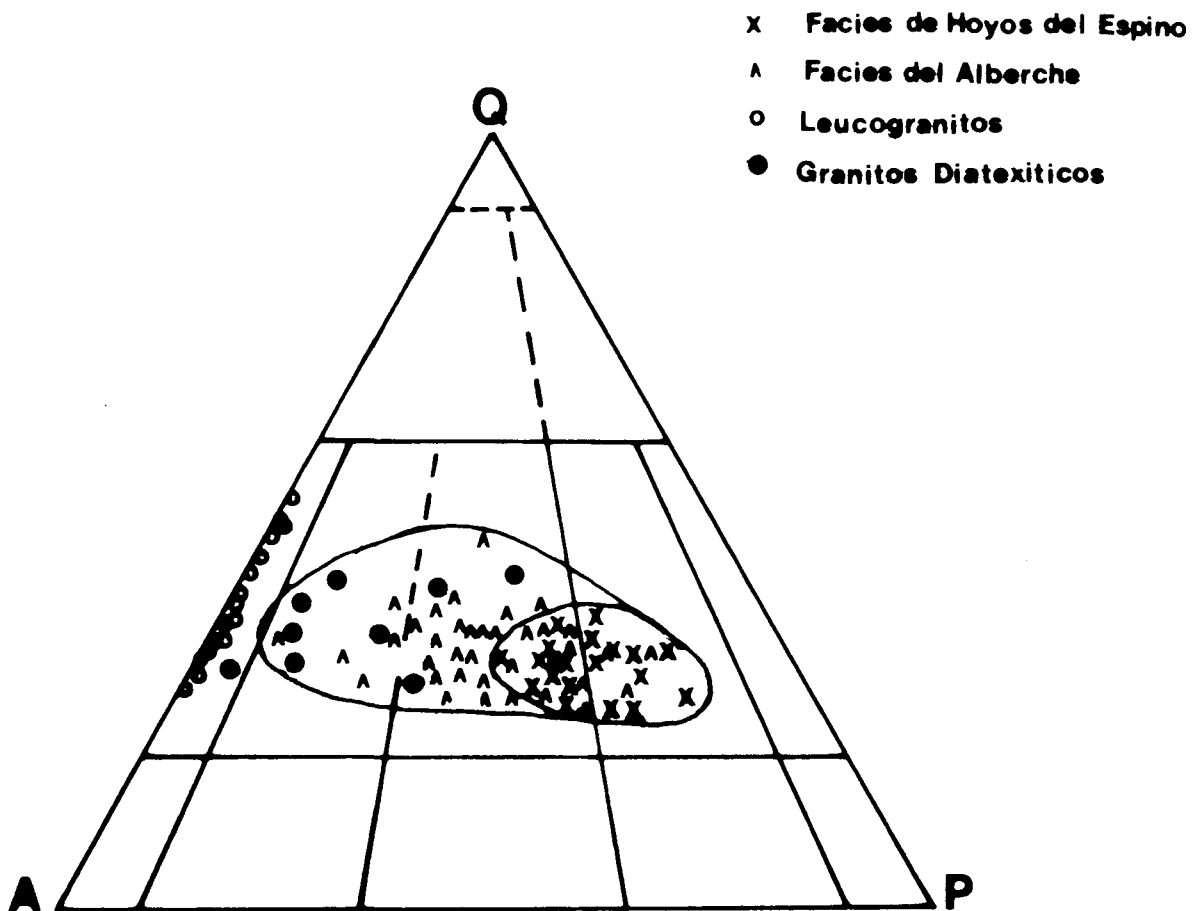


Figura 2. Proyección de las composiciones modales en el triángulo Q-A-P.

II.1.7. *Composición química.* En la tabla I se exponen los promedios y la desviación standard de la composición química (el. mayores, menores y traza) y parámetros normativos de 11 muestras pertenecientes a la facies de Hoyos del Espino. Sólo se han incluido datos de aquellos especímenes que han pasado un proceso de selección riguroso en cuanto a su representatividad geográfica y calidad de los resultados analíticos. Destacan los siguientes hechos:

- son rocas relativamente poco silíceas
- muy hiperalumínicas; el corindón normativo generalmente supera el 3%.
- relación  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  de baja a muy baja
- a pesar de los escasos contenidos de sílice, la relación  $K_2O/Na_2O$  es mayor que la unidad;

estas características geoquímicas tomadas en consideración junto con la petrografía anteriormente descrita, conducen a clasificar las granodioritas de Hoyos del Espino inequívocamente como granitoides de tipo S (CHAPELL y WHITE, 1974; véase BECKINSALE, 1979).

En cuanto a elementos traza cabe destacar la abundancia de Li, Rb, Tl y elementos de transición de la 1ª serie junto con valores extraordinariamente bajos de la relación K/Rb; todas estas características son atribuibles a la abundancia de biotita modal. Sobre su interpretación puede consultarse BEA (1975, 1976, in litt.).

TABLA I

*Medias y desviación standard de la composición química y parámetros normativos de las muestras estudiadas*

	Granodioritas de Hoyos del Espino (N = 11)		Granodioritas del Alberche (N = 25)		Leucogranitos (N = 16)		Granitos diatexiticos (N = 13)	
	X	S	X	S	X	S	X	S
SiO <sub>2</sub>	65.93	1.23	68.30	2.69	73.76	2.06	69.41	4.17
TiO <sub>2</sub>	0.76	0.11	0.58	0.20	0.14	0.07	0.37	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.24	0.50	15.61	0.80	14.91	0.64	16.55	0.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.59	0.31	0.43	0.26	0.32	0.20	0.50	0.43
FeO	3.92	0.53	3.20	0.91	0.95	0.47	1.86	0.75
MgO	1.66	0.23	1.29	0.46	0.26	0.15	0.90	0.26
MnO	0.06	0.01	0.06	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01
CaO	2.37	0.71	2.20	0.69	0.43	0.39	1.04	0.44
Na <sub>2</sub>	3.04	0.34	3.13	0.28	3.27	0.96	3.66	1.12
K <sub>2</sub> O	3.70	0.20	3.90	0.54	4.67	0.78	4.29	1.41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.07	0.21	0.06	0.26	0.09	0.3	0.10
H <sub>2</sub> O	1.19	0.77	0.90	0.59	0.98	0.75	1.01	0.98
Norma CIPW (sobre la media)								
Q	25.11		27.24		36.04		28.15	
Crn	3.63		2.77		4.37		4.77	
Or	22.18		23.35		27.87		25.62	
Ab	26.10		26.78		27.95		31.31	

TABLA I (continuación)

	Granodioritas de Hoyos del Espino (N=11)		Granodioritas del Alberche (N=25)		Leugranitos (N=16)		Granitos diatexiticos (N=13)	
An	10.14		9.65		0.44		3.24	
En	4.18		3.24		0.65		2.26	
Fs	5.66		4.71		1.32		2.48	
Mag	0.87		0.63		0.47		0.74	
Ilm.	1.47		1.12		0.27		0.71	
Ap.	0.65		0.50		0.62		0.72	
Ind. TT	73.4		77.4		91.9		85.1	
Norma de RITTMANN (sobre la media)								
Q	26.27		28.37		34.76		25.20	
Or	22.38		24.89		20.57		28.69	
Pl	32.32		32.00		27.93		29.05	
Bi	8.17		6.60		—		—	
Crd	9.25		6.88		5.02		11.95	
Ms	—		—		10.88		3.80	
Mag	0.61		0.51		0.20		0.35	
Il	0.48		0.36		0.15		0.39	
Ap	0.53		0.11		0.50		0.58	
% An	29.4		27.9		1.6		9.6	
Elementos traza								
	X	S	X	S	X	S	X	S
Li	101	16.80	89	23.10	132	46.19	54	39.10
Rb	224	49.05	224	39.17	332	101.24	173	96.56
Ba	851	125.62	770	203.82	428	316.07	714	314.07
Sr	138	16.82	120	33.82	44	8.61	139	26.28
Tl	1.2	0.36	1.15	0.32	1.3	0.46	1.1	0.30
Cr	133	35.31	124	34.93	150	39.14	194	46.15
Co	9	1.18	7	5.74	2	4.10	5	3.51
Cu	12	3.90	8	4.97	4	6.01	10	5.18
Ni	34	12.99	31	16.90	18	7.65	36	21.11
Pb	14	6.37	18	6.90	25	9.33	18	10.10
Zn	104	12.07	84	22.07	63	14.19	70	19.99
K(Rb)	144	36.90	148	29.64	116	30.90	205	58.61

## II.2. *La facies del Alberche*

Está compuesta por rocas de grano medio a grano grueso, a veces porfíricas. Posee un aspecto más homogéneo que la anterior y puede aparecer: (1) sin foliar, o bien (2) con foliación subvertical definida por los enclaves y los megacristales de feldespato alcalino, aunque no por las biotitas.

II.2.1. *Descripción macroscópica:* Posee color gris que se hace más blanquecino por efectos de la alteración. A veces los megacristales adquieren un color rosado pálido; pero en determinadas zonas, sobre todo en el área comprendida entre el Puerto de Chia y la localidad de Garganta del Villar, el color rosa se torna más intenso, de tal manera que es posible definir una facies de feldespato rosa como facies de variación de la del Alberche.

En la facies común se distinguen a simple vista:

a) megacristales de feldespato alcalino, con grados de idiomorfismo y tamaños muy variables, aunque en general tienen una tendencia más isométrica que los de las granodioritas de Hoyos del Espino. Pueden llegar a faltar. En general definen una tenue foliación subvertical;

b) cristales xenomórficos de cuarzo; alcanzan hasta 1 cm. de longitud;

c) cristales xenomórficos de feldespato alcalino que ocupan posiciones intersticiales entre los demás;

d) cristales automórficos o subautomórficos de plagioclasas casi siempre menores de 1 cm; suelen agruparse en sineusis, a veces formadas por un gran número de individuos;

e) pequeños cristales de biotita distribuidos más o menos homogéneamente;

f) de manera accidental, cristales de moscovita deutérica y pseudomorfos de cordierita similares a los descritos anteriormente.

II.2.2. *Descripción microscópica:* Textura hipidiomórfica inequigranular, a veces porfiroide, en la que cabe destacar la presencia constante de feldespato alcalino intersticial y espectaculares ejemplos de sineusis de plagioclasas. Esporádicamente también pueden aparecer texturas protomiloníticas ligadas a la fracturación tardía.

### *Los minerales:*

(a) *Las plagioclasas.* Se presentan en cristales de hábito, tamaño y grado de idiomorfismo muy variables, aunque casi siempre formando sineusis. Son bastante abundantes, por lo común entre el 20% y el 35% modal. Los cristales que

aparecen con mayor frecuencia consisten en secciones prismáticas cuyo eje mayor es de 2 a 4 veces el eje menor. Las dimensiones son muy variables, se encuentran individuos con longitud superior a 7 mm, mientras que otros apenas sobrepasan los 0.5 mm. La mayor parte de los individuos están zonados, a veces de una forma muy intensa; se observan dos tipos de zonado:

— zonado oscilatorio muy complejo, presente sobre todo en los cristales grandes;

— desarrollo de una corona externa, en la que no penetran las maclas de la Ab, y en la que se suelen producir mirmequitas cuando está en contacto con un grano de feldespató alcalino; la suelen presentar la mayor parte de los individuos.

Los contenidos de An oscilan entre el 28 y el 37%; en los individuos grandes con zonado oscilatorio los núcleos pueden alcanzar el 45-48%. Suelen ser ricas en inclusiones; se observan: (1) cuarzo reticular y en gotas, (2) pequeños cristales idiomórficos de biotita, a veces parcialmente substituida por clorita y epidota, y (3) pequeños cristales idiomórficos de plagioclasa cuyo contenido en An suele ser superior al del cristal huésped.

(b) *Las biotitas*. También aparecen con diversidad de formas, tamaños y grado de idiomorfismo. Poseen un pleocroísmo intenso:

Ng, Nm = marrón rojizo fuerte

Np = marrón amarillento claro.

Se distinguen dos hábitos extremos:

1) grandes cristales xenomórficos; con tamaños en torno a 3-4 mm; suelen tener bordes muy irregulares; con frecuencia muestran síntomas de «strain» aunque el resto de los minerales de la roca no lo hagan; tienen cierta tendencia a disponerse en grumos, similares a los de las granodioritas de Hoyos, pero más frecuentemente aparecen como cristales aislados, dispersos por la matriz;

2) pequeños cristales idiomórficos ( $\emptyset = 0.3-0.5$  mm); bastante abundantes, aparecen dispersos por la mesostasis con una distribución más o menos uniforme; debido a su pequeño tamaño aparecen incluidos en otros minerales, sobre todo plagioclasa y feldespató alcalino; obviamente son una generación más tardía que los cristales grandes.

Estas incluyen apatitos similares a los descritos en la facies de Hoyos; se identifican también inclusiones de circón y pequeños granos de un mineral que podría tratarse de monacita. Pueden presentar aureolas de opacos, aunque escasamente desarrolladas; no se observan simplectitas de magnetita y feldespató tal como en las biotitas de Hoyos. Cuando presentan aureolas, también suelen estar llenas de inclusiones de opacos dispuestas según los planos de exfoliación. La retrogradación de la biotita suele formar clorita como producto final.

(c) *El feldespato alcalino*. Aparece en cristales de tamaños medios y grandes, se distinguen dos hábitos diferentes:

— granos xenomórficos ( $\emptyset = 0.2-10$  mm), sin maclar, generalmente intersticiales;

— los megacristales ( $\emptyset = 1-10$  cm.), a veces con maclado Carlsbad, otras en prismas elongados según el eje X; contornos xenomórficos o subautomórficos, raramente automórficos.

Ambos tipos presentan características en común, entre las que cabe destacar:

— la ausencia de maclas cruzadas características de la microclina, a pesar de que el índice de triclinicidad (131) muestra valores desde  $D = 0.20$  hasta  $D = 0.85$  (BEA, op. cit.);

— son muy ricos en inclusiones, lo que pone de manifiesto su carácter tardío frente a las demás fases minerales; destacan inclusiones de (1) cuarzo (frecuentemente de tipo reticular), (2) plagioclasas que suelen desarrollar aureolas mirmequíticas, y (3) biotita del tipo 2.

Los análisis químicos efectuados (íbid.) muestran que la composición de los feldespatos alcalinos de la facies del Alberche es sistemáticamente más rica en componente albítico que los de la facies de Hoyos del Espino; los márgenes composicionales son:

$$\text{Or} = 76-82\%; \text{Ab} = 17.7-21.8\%; \text{An} = 1.0-3.5\%$$

presentan un sistema de pertitas relativamente bien desarrollado, finas barras oblicuas al plano de macla.

(d) *El cuarzo*. Cristales xenomórficos o subautomórficos ( $\emptyset = 1-5$  mm), muy abundantes, a veces con disposición intersticial.

(e) *Los minerales accesorios*. Los más abundantes son apatito, circón y opacos; esporádicamente se observan minerales del grupo de la epidota: clinozoisita y allanita. El apatito se presenta en prismas cortos como los ya descritos, o bien en cristales aciculares de pequeño tamaño; aparece como granos intersticiales, o bien incluido en biotita, plagioclasa y feldespato alcalino. Los circones aparecen del mismo modo, incluidos en las biotitas o dispersos por la mesostasis; en general muestran un hábito bipiramidal, con predominio de los de tendencia automórfica. La clinozoisita es bastante rara, suele presentarse asociada a la clorita, y ambos incluidos en las plagioclasas; se interpreta como el producto de una reacción retrógrada entre biotita y plagioclasa. La allanita sólo se ha encontrado en una preparación proveniente de Cepeda de Mora. Se trata de un cristal regular ( $\emptyset = 2$  mm), idiomórfico, con macla en forma de reloj de arena.

(f) *Los minerales accidentales.* Los términos más ácidos de la facies del Alberche pueden llevar asociadas cantidades importantes de minerales ricos en aluminio, especialmente moscovita y pseudomorfos de cordierita.

La moscovita aparece en grandes placas xenomórficas estrechamente asociadas a las plagioclasas y, sobre todo, al feldespato alcalino, de manera idéntica a como lo hace en los granitos diatexíticos y leucogranitos. Los pseudomorfos de cordierita también son comparables a los de estos y a los de las granodioritas de la facies de Hoyos. Ambos se describirán posteriormente.

II.2.3. *Los enclaves:* En general bastante abundantes, probablemente más que en la facies de Hoyos, aunque las fluctuaciones locales impidan afirmarlo con seguridad. Destacan los enclaves microgranudos de composición básica denominados «gabarros»; en su mayoría han debido originarse a partir de rocas appiníticas, ya que poseen los anfíboles porfídicos o glomeruloporfídicos característicos de estas. Además hay xenolitos de rocas metamórficas, con frecuencia poco transformados.

Suelen poseer formas redondeadas o angulosas, carentes de aplastamiento. Los límites con el encajante son siempre netos, indicando un elevado contraste de viscosidad.

II.2.4. *El cortejo filoniano:* Está bien representado. Se encuentran diques de: (1) aplitas, (2) lamprófidos camptoníticos, (3) pórfidos y (4) filones perfeldespáticos.

Las aplitas y los lamprófidos se manifiestan como pequeños diques subverticales, de escasa continuidad lateral, cuya potencia no suele exceder de 1 m. En la zona N aparecen con dirección N-S, pero en la zona central lo hacen SO-NE, probablemente condicionados por las fallas de Hoyos y la Navarquita.

Hay dos sistemas de pórfidos. Uno con dirección N-S y formado por plagiófidos rojos y/o episienitas; muy probablemente esté relacionado con los lamprófidos. El otro posee una dirección general E-O; lo integran pórfidos de composición granítico-granodiorítica, idénticos a los asociados a la facies de Hoyos.

Además se encuentran bolsillos o, más frecuentemente, filones perfeldespáticos compuestos en su mayor parte por feldespato alcalino con algunas impurezas de cuarzo; son cuerpos pequeños, cuya potencia no sobrepasa 30 cm. y longitud inferior a 1 m; parecen haberse formado por segregación en los primeros momentos del estadio neumatolítico-hidrotermal.

II.2.5. *La deformación:* Se distingue:

(a) Una deformación subvertical, de extensión regional, que suele consistir en una foliación más o menos definida, a veces inapreciable, marcada sobre todo



por los feldespatos y enclaves. También se encuentran cizallas subverticales de gran intensidad que han jugado en horizontal con desplazamiento dextro. Se interpreta como la fase III, correlacionable con la deformación de componente subvertical que también muestran las granodioritas de Hoyos.

(b) Además hay una tectónica rígida póstuma que puede llegar a producir milonitas.

II.2.6. *Clasificación modal:* Se han realizado contajes de puntos sobre 36 láminas delgadas. La proyección en el triángulo Q-A-P (fig. 2) permite clasificarlas en su mayoría como monzogranitos, con algunos términos sienograníticos y granodioríticos.

II.2.7. *La composición química:* En la tabla I se exponen las medias y desviación standard de la composición química y parámetros normativos de 25 muestras de la facies del Alberche, seleccionadas con los mismos criterios que antes. Los hechos más destacables son los siguientes:

- rocas moderadamente silíceas
- hiperalumínicas; el corindón normativo suele rebasar el 2%.
- con bajas relaciones  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ , lo que indica una escasa fugacidad de oxígeno en el sistema cristalizante
- predominantemente potásicas;

puede afirmarse, pues, que la facies del Alberche posee unas características geoquímicas de todo punto similares a las reseñadas para la facies de Hoyos, aunque algo menos acusadas. Por tanto, también se consideran como granitoides de tipo S.

Del mismo modo, las concentraciones de elementos traza son muy similares. Cabe destacar que las granodioritas del Alberche poseen valores más elevados de K/Rb, a pesar de ser más silíceas que las de Hoyos; se evidencia así el control que sobre dicho parámetro ejerce el contenido modal de biotita.

### III. LOS GRANITOIDES DE LA SERIE DE FELDESPATO ALCALINO

Se incluyen aquí dos grupos:

- (1) Granitos de dos micas y leucogranitos intrusivos.
- (2) Granitos diatexíticos, autóctonos y subautóctonos.

El primer grupo está formado por macizos de pequeño tamaño con un grado apreciable de aloctonía; petrográficamente consisten en granitos de dos micas (mos-

covita dominante) o, con mayor frecuencia, leucogranitos cordieríticos. Ejemplos representativos son el plutón de los Boquerones en las inmediaciones del Parador Nacional de Gredos, el granito del Refugio del Rey, Monte del Porro, etc...

Los granitos diatexiticos aparecen en cuerpos de geometría muy irregular, formando mezclas complejas con las migmatitas y neises; tienen su dominio fundamental en las zonas próximas al contacto entre las granodioritas de la facies de Hoyos y el metamórfico.

A continuación se describen las características petrográficas más importantes de ambos grupos:

### III.1. *Los leucogranitos*

*III.1.1. Descripción macroscópica:* Rocas equigranulares, de grano fino o grano medio, a veces con cierta tendencia porfídica. Cuando están frescas poseen un color gris claro, mientras que al alterarse adquieren un fuerte tono crema. Característicamente poseen un aspecto muy homogéneo. A simple vista se distinguen:

- a) cristales xenomórficos o subautomórficos de cuarzo;
- b) pequeños cristales subautomórficos o automórficos de plagioclasa que no forman sineusis;
- c) cristales de feldespato alcalino, a veces con tendencia automórfica; pueden alcanzar un tamaño de grano ligeramente mayor que los demás, de tal forma que se apunta apariencia porfídica;
- d) cristales xenomórficos de biotita y moscovita dispersos por la matriz;
- e) en determinadas facies, pseudomorfos idiomórficos de cordierita y/o cristales, también idiomórficos de turmalina.

*III.1.2. Descripción microscópica:* Presentan una variedad de texturas granudas y microgranudas, desde hipidiomórficas inequigranular hasta aplíticas y, más raro, granofídicas. Por lo general se identifican tres elementos texturales diferentes:

- (1) la mesostasis microgranuda equigranular,
- (2) pequeños cristales porfídicos de feldespato alcalino,
- (3) bolsillos o segregaciones micropegmatíticas.

*La mesostasis microgranuda:* Está formada por los siguientes minerales:

(a) *El cuarzo.* Granos equidimensionales cuyo tamaño oscila entre 0.2 y 1 mm. Suele poseer contornos automórficos o subautomórficos sugiriendo una cristalización precoz. A veces presenta inclusiones de biotita. Es frecuente que apa-

rezcan sineusis de cristales de cuarzo, con un diámetro total de hasta 5 mm; los contactos intergranulares suelen ser de tipo poligonal, aunque también aparecen bordes identados o suturados. Es un mineral muy abundante. Además de estos cuarzos de tendencia idiomórfica, resulta patente la existencia de otros de cristalización póstuma, capaces de rellenar grietas en minerales muy tardíos.

(b) *Las plagioclasas*. Se presentan en cristales de tamaño entre 0.2 y 1.5 mm, generalmente subidiomórficos. Los de tamaño grande y medio no forman sineusis, aunque sí se puede apreciar este fenómeno en los de tamaño más pequeño. Cuando están en contacto con granos de feldespato alcalino, los bordes dejan de ser idiomórficos y se vuelven muy irregulares (fig. 3), sugiriendo la existencia de un proceso metasomático. Frecuentemente poseen maclados Carlsbad, además del de la Albita; a veces también se aprecia la macla de la periclina. No están zonadas; poseen un margen composicional entre  $An = 0\%$  y  $An = 12\%$ . En general, las relaciones texturales indican una cristalización tardía con respecto al cuarzo.

(c) *El feldespato alcalino*. Además de los fenocristales, que serán descritos individualmente, este mineral se encuentra formando parte de la mesostasis de dos maneras diferentes: (1) en masas irregulares que adoptan una posición intersticial entre el cuarzo y las plagioclasas, o (2) en cristales subautomórficos, generalmente con macla Carlsbad. Ambos tipos suelen poseer bien desarrollada la macla en cruz de la microclina; por lo general son muy pertíticos, y a veces, se observa crecimiento zonal. Son frecuentes las texturas reaccionales con las plagioclasas (fig. 3) ya mencionadas; así mismo muestran una estrecha relación con la moscovita deutérica. Suelen presentar frecuentes inclusiones de cuarzo y biotita.

(d) *Las biotitas*. Pequeños cristales xenomórficos de tamaños entre 0.3 y 0.5 mm. Aparecen dispersas por la mesostasis, aunque pueden llegar a formar grupos. Muestran diferentes grados de transformación a biotitas verdes y clorita. Cuando no están alteradas tienen un pleocroísmo relativamente intenso:

Ng, Nm = castaño rojizo

Np = castaño claro

Son bastante pobres en inclusiones; sólo destacan pequeños prismas de apatito y granos de circón, a veces muy diminutos, que desarrollan halos pleocroicos de escasa magnitud.

(e) *La cordierita*. Pequeños prismas automórficos o subautomórficos totalmente pseudomorfizados a un agregado de filosilicatos, cuarzo y opacos (foto 4). Sus relaciones texturales en general, así como la estrecha relación existente con la turmalina (fig. 4) sugieren una cristalización tardía.

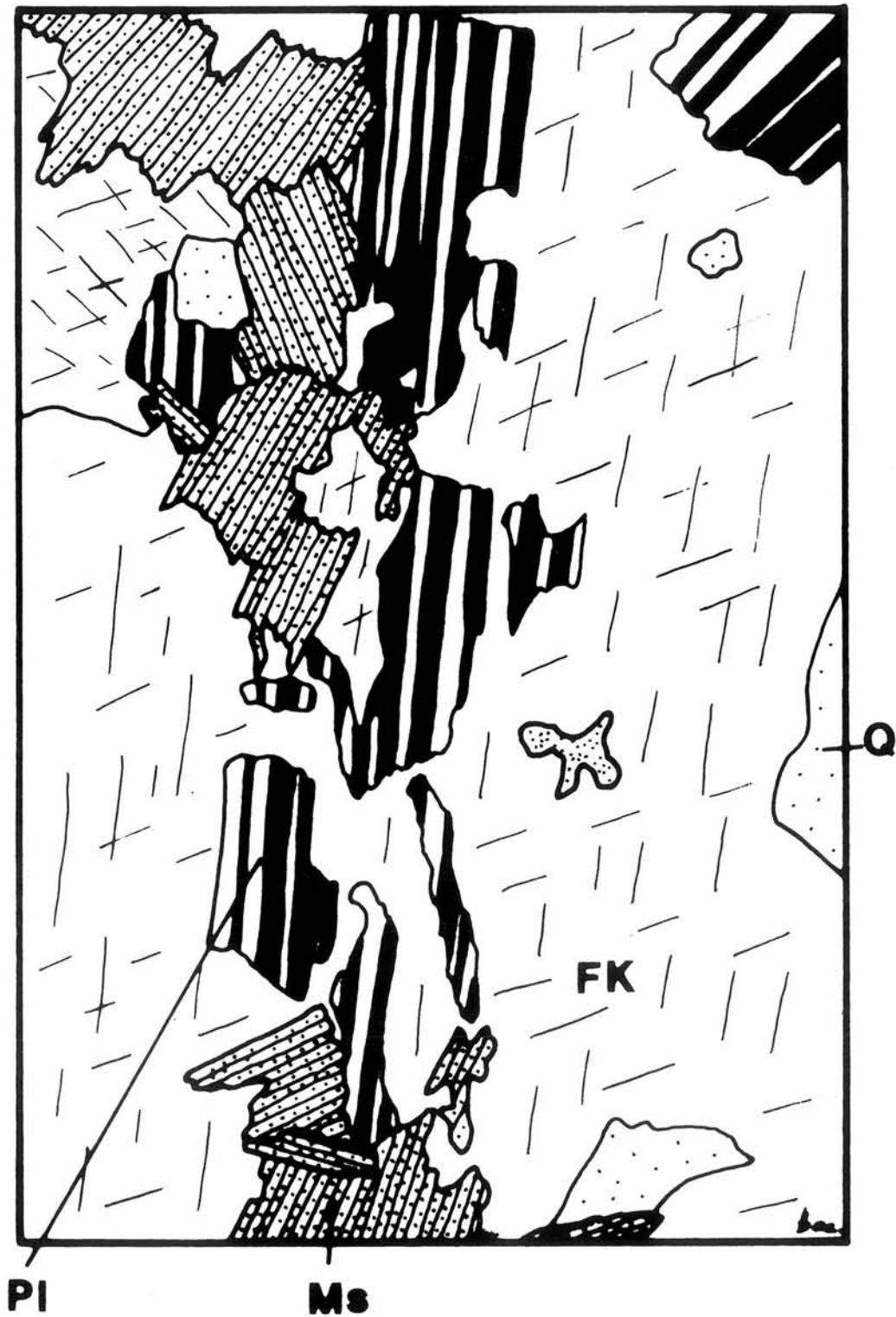


Figura 3. Reemplazamiento metasomático de la plagioclasa (Pl) por el feldespato alcalino (FK) en los leucogranitos. Nótese el desarrollo de moscovita (Ms) deutérica sobre el porfidoblasto de FK (x 125).

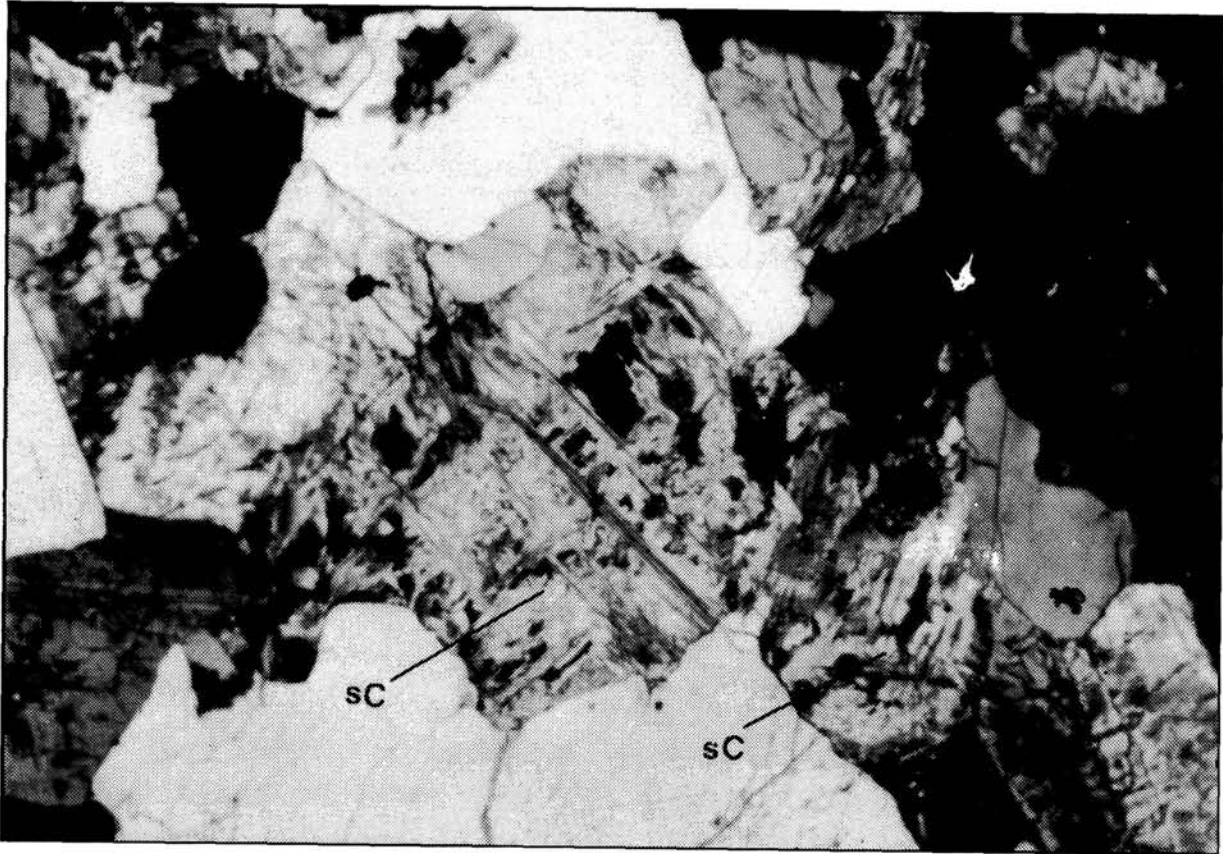


Foto 4. Seudomorfos de cordierita (sC) en los leucogranitos (x50)

(f) *La andalucita*. Granos xenomórficos, en general muy pequeños ( $\emptyset$  en torno a 0.2 mm), distribuidos de una manera irregular por la mesostasis, con frecuencia en posiciones intersticiales. A su alrededor casi siempre se forma una corona de moscovita amebode (foto 5).

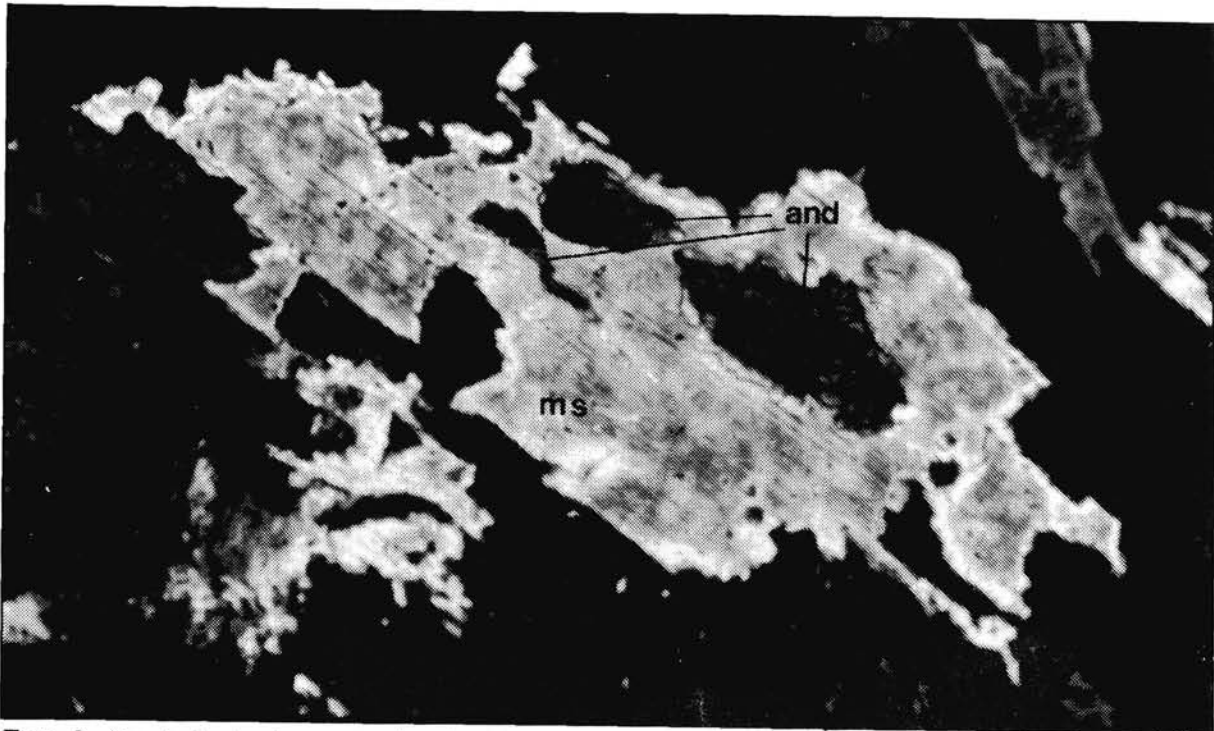


Foto 5. Crecimiento de moscovita deutérica en torno a la andalucita de los leucogranitos (x250)



Figura 4. Relaciones texturales entre los pseudomorfos de cordierita (sC) y la turmalina (T) en los leucogranitos (x50).

(g) *La moscovita*. Placas xenomórficas de hasta 1.5-2.5 mm de diámetro. En general posee una apariencia blástica, ameboide. Está en estrecha relación textural con la andalucita, plagioclasas y feldespatos alcalinos, al que suelen incluir o desarrollarse sobre él (foto 6).

(h) *La turmalina*. Es un mineral accidental que puede aparecer en determinadas facies de leucogranitos, especialmente en las de borde. Consiste en cristales prismáticos o pseudohexagonales, subautomórficos, de tamaños entre 0.5 y 1.5 mm. Muestran una estrecha relación textural con la cordierita (fig. 4).

(i) *Minerales accesorios*. Son bastante escasos; se identifican: (1) apatito en prismas de tamaño entre 0.05 y 0.3 mm, y (2) magnetita, en pequeños granos subidiomórficos; además (3) las inclusiones habituales en la biotita: apatito y circon más magnetita cuando está alterada.

*Los fenocristales de feldespato alcalino*: En general son xenomórficos o subautomórficos; pueden alcanzar hasta 10 mm de longitud. Presentan siempre maclado Carlsbad, así como uno o dos sistemas de pertitas en barras oblicuas al plano de macla. También es común que ostenten la macla cruzada de la microclina.

Suelen tener un gran número de inclusiones, desde pequeñas plagioclasas subautomórficas hasta gruesos cuarzos xenomórficos y otros cristales de feldespato potásico. Tales relaciones texturales sugieren un carácter tardío dentro de la secuencia de cristalización.

Quizá la característica más llamativa sea la asociación con la moscovita, que forma estructuras similares a bandas que lo penetran (foto 6). Esta asociación sugiere un proceso progresivo, de tipo metasomático, en el que se forma moscovita a expensas del feldespato dejando restos de cuarzo; se discutirá más adelante.

*Los bolsillos micropegmatíticos*: Pequeñas zonas de segregación de líquidos residuales, en las que destaca la presencia de cuarzo gráfico en crecimiento simplectítico con el feldespato alcalino definiendo texturas micropegmatíticas o granofídicas. Se localizan allí cristales de biotita con un hábito muy peculiar, estrechos y alargados. La abundancia de andalucita parece mayor que en el resto de la roca.

III.1.3. *Los enclaves*: La facies leucogranítica son muy pobres en enclaves. Cuando los hay, únicamente se identifican xenolitos metamórficos, raramente mayores de 10 cm. y, en general, con bordes angulosos. En el plutón de los Boquerones se han localizado algunos enclaves de granodioritas con un aspecto muy similar al de las inmediatas de Hoyos del Espino.

III.1.4. *El cortejo filoniano*: También es muy escaso; se limita a pequeños diques aplopegmatíticos localizados preferentemente en el borde de los plutones.

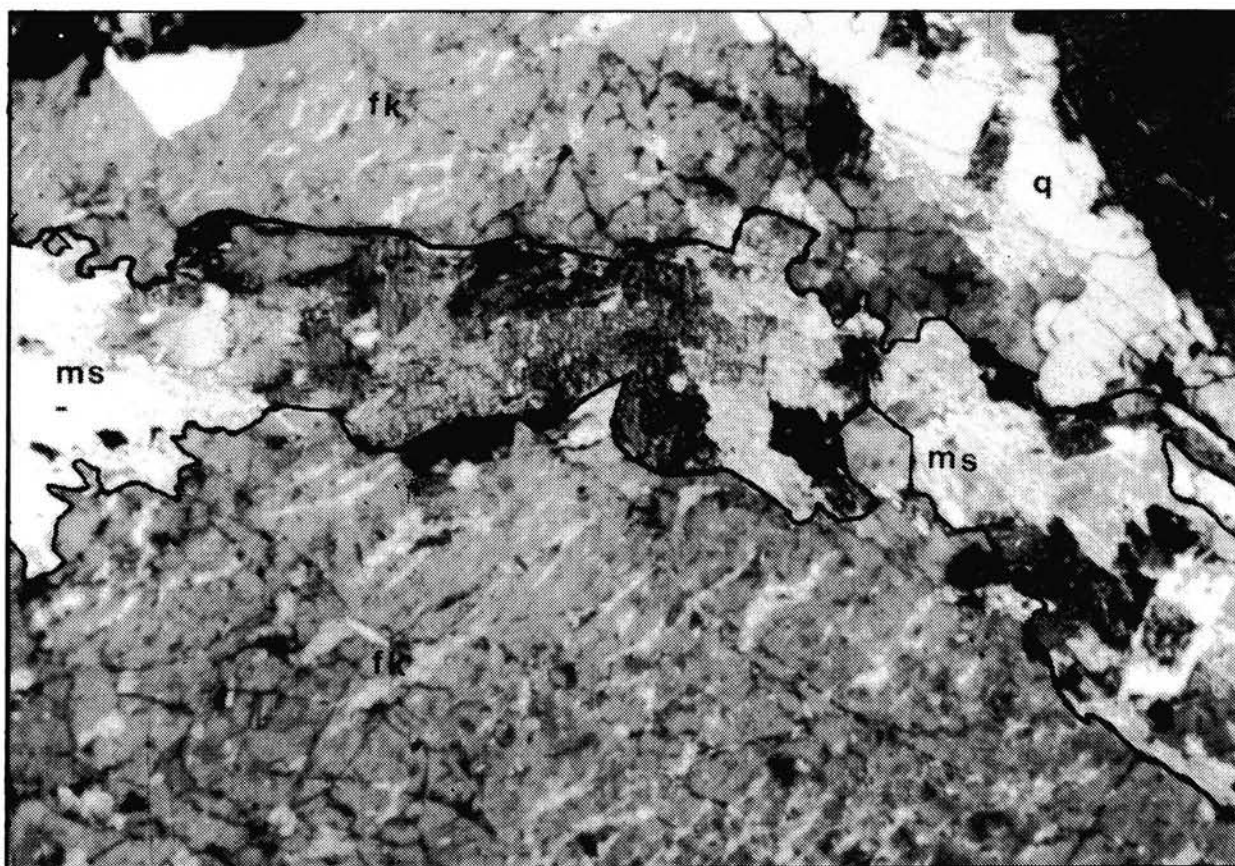


Foto 6. Bandas moscovíticas en los feldspatos porfídicos de los leucogranitos (x50).

III.1.5. *La deformación:* Es de todo punto similar a la de las granodioritas de la facies del Alberche. Consiste en una tenue foliación subvertical, normalmente de dirección N-S; a veces aparecen cizallas dexas con la misma dirección.

III.1.6. *Clasificación modal:* Se han efectuado contajes de puntos sobre 16 muestras; los resultados se han proyectado en el triángulo Q-A-P (fig. 2); todas ellas se clasifican como granitos de feldespato alcalino.

II.1.7. *Composición química:* Corresponde a la de leucogranitos muy hiperalumínicos ricos en potasio (tabla I). Es análoga a la de los neises ácidos anteriormente descritos, sólo se diferencian por ser algo más ricos en elementos móviles en fase hidrotermal (véase BEA y MALDONADO, op. cit.). Obviamente corresponde al quimismo de granitoides S.

### III.2. *Los granitos diatexiticos:*

III.2.1. *Descripción macroscópica:* Forman un grupo heterogéneo que, a simple vista se caracterizan por lo siguiente (foto 7):



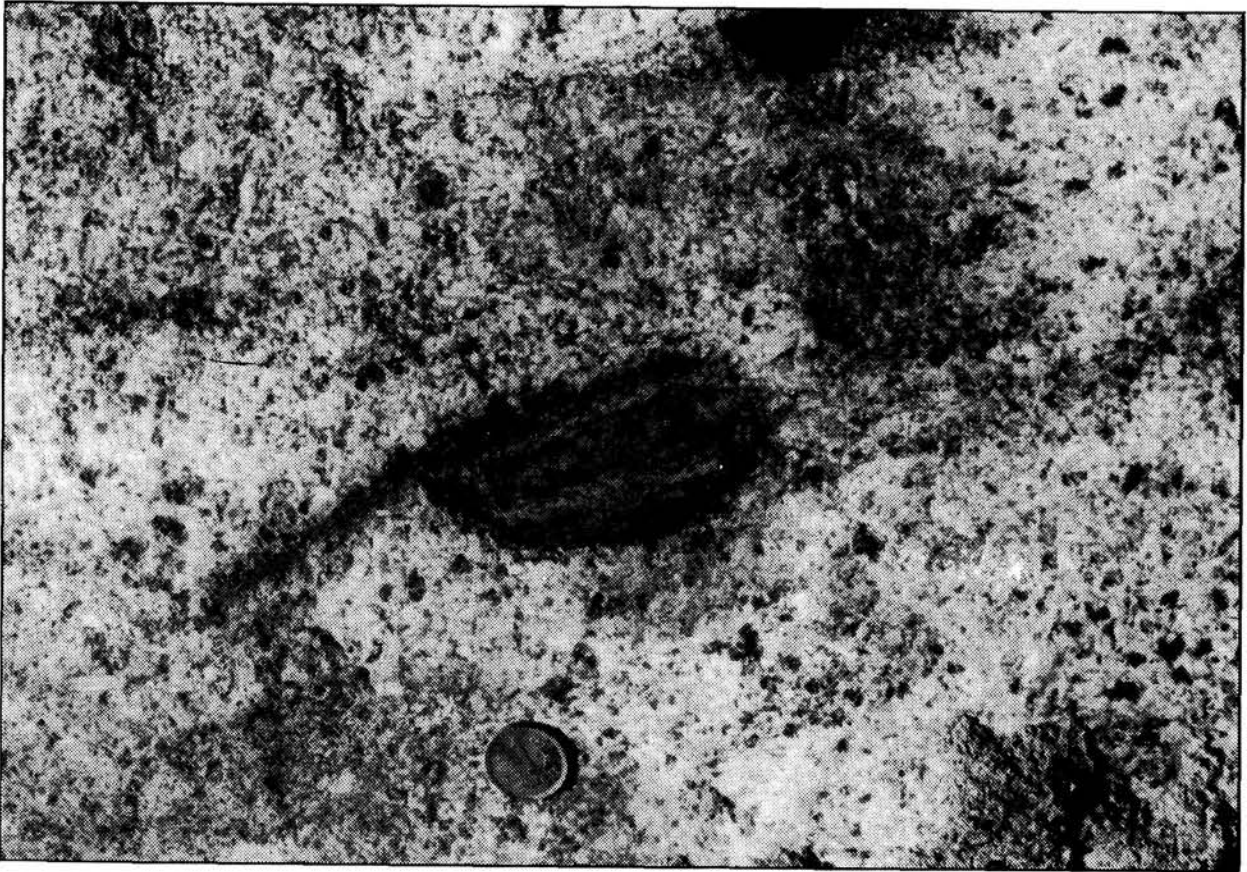


Foto 7. Aspecto de un granito diatexitico. Nótese: (1) los prismas de cordierita dispersos por el neosome; y (2) la formación de un «schlieren» micáceo a partir de un enclave de migmatita, carentes ambos de cordierita idiomórfica.

(1) la existencia de gran cantidad de xenolitos metamórficos en relación reaccional con la masa granítica. En los casos más extremos de digestión se originan «schlierens» o enclaves hipermicáceos;

(2) la presencia de una gran cantidad de prismas de cordierita —puede superar el 20% modal— distribuido más o menos homogéneamente por la mesostasis.

III.2.2. *Descripción microscópica:* Rocas con textura hipidiomórfica inequigranular, por lo común foliada, en las que destacan los siguientes componentes mineralógico-texturales:

(a) *El cuarzo.* Se encuentran dos tipos diferentes:

— Cuarzo I; es el más abundante; cristales xenomórficos de tamaño en torno a 1 mm; aparecen solos o formando asociaciones entre-sí.

— Cuarzo II; inclusiones de tamaños variables cuya morfología oscila desde gotas subredondeadas hasta formas reticulares; muy frecuentes en la cordierita y en las plagioclasas.

(b) *Las plagioclasas.* Cristales xenomórficos o subautomórficos, con hábitos de tendencia prismática y tamaños variables, frecuentemente comprendidos

entre 0.5 y 1 mm. Con maclas polisintéticas según la ley de la Ab, a veces con la de Carlsbad, más raro con las de la periclina. Raramente están zonadas, pero cuando lo hacen es con un zonado directo difuso. Pueden desarrollar aureolas mirmequíticas muy importantes. Las determinaciones del contenido de An muestran un espectro de valores muy amplio, desde An = 5% hasta An = 35%. Poseen abundantes inclusiones de biotita y cuarzo.

(c) *El feldespató alcalino*. Grandes cristales xenomórficos característicamente exentos de maclado. Suelen poseer un sistema de pertitas compuesto por abundantes barras muy finas subparalelas. Es muy rico en inclusiones; las más frecuentes son las de biotita, seguido por cuarzo y plagioclasas. Posee estructuras de bandas moscovíticas idénticas a las descritas en los feldespatos de los leucogranitos.

(d) *Las biotitas*. Cristales xenomórficos de tamaño variable, frecuentemente comprendidos entre 0.25 y 0.5 mm. Presentan un pleocroismo intenso:

Ng, Nm = rojo marrón

Np = blanco amarillento

Es muy rica en inclusiones, entre las que destacan: (1) pequeños granos xenomórficos de plagioclasa, (2) apatito en gruesos prismas cortos con su aspecto característico, (3) circones, generalmente en pequeños granos redondeados, aunque a veces en granos gruesos idiomórficos o subidiomórficos, y (4) opacos xenomórficos, que localmente pueden ser muy abundantes. Tienen una fuerte tendencia a presentarse en grumos, disposición textural idéntica a la que muestran en las granodioritas de Hoyos del Espino. Es frecuente que en los contactos entre biotita y feldespató se produzca una aureola de moscovita secundaria.

Aparte de este tipo de biotita existe otro, localizado exclusivamente en los pseudomorfos de cordierita, que posee un aspecto más magnesiano. Se describirá más adelante.

(e) *La cordierita*. Se presenta en cristales con fuerte tendencia automórfica, de tamaños muy variables, aunque suelen estar comprendidos entre 0.5 y 4 mm. También se observan algunos grandes cristales ameboides, poiquilíticos, muy ricos en inclusiones de cuarzo y biotita.

Posee distintos grados de alteración, aunque en general se puede considerar que está muy fresca; sin embargo se encuentran algunos pseudomorfos compuestos por moscovita y biotita, la cual posee un pleocroismo menos intenso y tonos más pálidos que la de la matriz, que sugiere una composición más flogopítica. Las relaciones texturales entre cordierita y micas son muy estrechas, aunque no siempre se puede aducir sustitución o reacción; parece que el mecanismo de nucleación preferente de una fase sobre otra juega un papel importante.

Además, pueden encontrarse evidencias de otro mecanismo de alteración de la cordierita que procedería a temperaturas más bajas; comienza por la formación de una masa isótropa amarillenta —probablemente limonita— que aumenta progresivamente de volumen; al mismo tiempo se originan cloritas, expandiéndose ambos hasta englobar todo el cristal.

(f) *La moscovita*. Se distinguen dos tipos diferentes:

Moscovita I; con la misma disposición textural que la biotita; forma parte de los grumos micáceos; no es muy abundante.

Moscovita II; desarrollada deutéricamente a partir de los feldespatos, cordierita, biotita y plagioclasas.

(g) *Los minerales accesorios*. Destacan los siguientes: (1) apatito, en gruesos prismas subautomórficos con abundantes secciones basales; los granos más pequeños suelen estar incluidos en las biotitas; (2) opacos, xenomórficos, de tamaño variable, muy abundantes; y (3) circón, casi siempre incluido en las biotitas.

III.2.3. *Otras características*: Tal como ya se ha dicho, los granitos diatexícos son extraordinariamente ricos en xenolitos metamórficos; allí se encuentra representado todo el espectro composicional del encajante. Los enclaves básicos no existen o son muy raros, aunque se han localizado pasillos de enclaves que, de manera perfectamente visible, corresponden a diques de composición tonalítica, budiñados y levemente trastocados por los movimientos ascensionales de su encajante. Un ejemplo extraordinario de este fenómeno ha sido descrito por BEA y MALDONADO (op. cit.) en el granito de nódulos al N de Barco de Avila.

No producen cortejo filoniano, aunque ellos mismos pueden instruirse localmente como diques.

Su composición modal (fig. 2) oscila entre granitos de feldespatos alcalino «sensu stricto» y monzogranitos; pero el que presenten la paragénesis Ms + Cord en la norma de Rittmann, así como las relaciones de campo y otras características estructurales, texturales y petrográficas, permiten incluirlos dentro de la serie de feldespato alcalino (véase DPTO. PETROLOGIA, 1980).

Poseen el mismo estilo de deformación que las rocas de la facies del Alberche y los leucogranitos: una foliación subvertical que habitualmente tiene dirección N-S. La foliación puede llegar a ser muy acusada, adaptándose a ella los «schlierens» y pasillos de enclaves. Es corriente que estén afectados por cizallas subverticales muy numerosas, de escasa potencia y desplazamiento dextrógiro, que se interpretan como la fase III. Parece probable que la situación de los granitos diatexícos concentrada en el contacto entre granodioritas y encajante condicione la aparición y abundancia de tales cizallas.

## RELACIONES ESPACIO-TEMPORALES ENTRE LAS FACIES

A partir de los diferentes estilos e intensidades de la deformación que manifiestan los granitoides descritos es posible efectuar un ensayo de correlación con las fases tectónicas hercínicas (fig. 5). Como primera aproximación se puede considerar que:

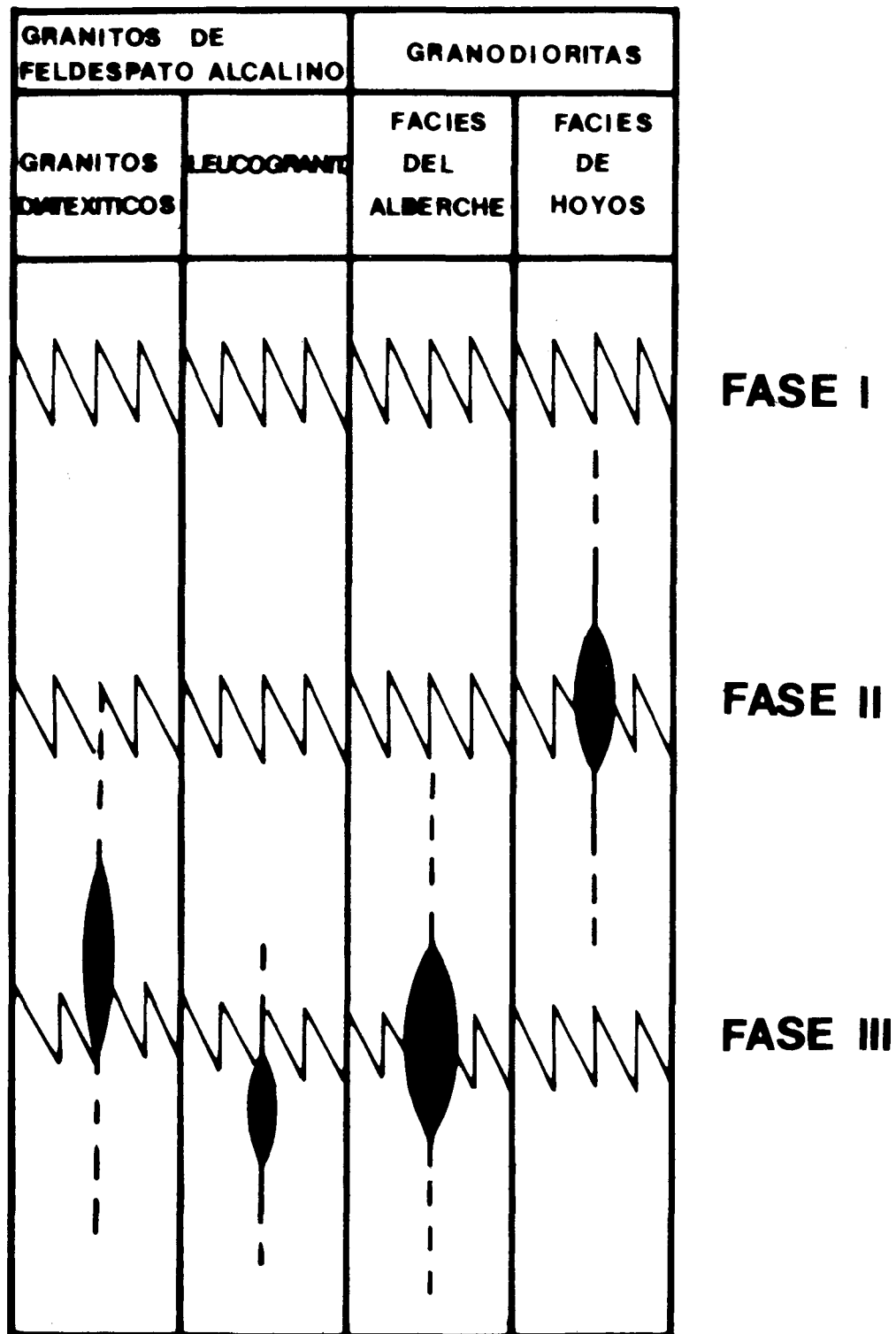


Fig. 5. Correlación entre las fases hercínicas de deformación y el emplazamiento de los granitoides.

(a) Las granodioritas de Hoyos del Espino son contemporáneas con la fase II y, por tanto, precinemáticas con respecto a la fase III.

(b) Todas las demás facies son post-fase II y, en sentido amplio, sin o tardicinemáticas con la fase III. Si se atiende a la mayor intensidad de la deformación, la secuencia sería:

- granitos diatexíticos
- granodioritas del Alberche
- leucogranitos

Pero es preciso tener en cuenta que la posición de los granitos diatexíticos en las zonas de borde puede haber favorecido el acúmulo de la deformación sin que ello suponga nada significativo en cuanto a su cronología relativa. Por otra parte, la posición de los leucogranitos con respecto a las granodioritas de la facies del Alberche parece bien establecida, al observarse contactos intrusivos de estos con respecto a aquellas. Las relaciones entre granitos diatexíticos y granodioritas del Alberche no puede establecerse con precisión, puesto que en esta zona nunca contactan.

Las dos facies de granodioritas, Hoyos y Alberche, entran en contacto en una zona situada aproximadamente a la altura del plutón de los Boquerones, con dirección general N-S. El contacto es muy difícil de estudiar, ya que casi no hay contraste litológico entre ambas facies y, al mismo tiempo, sus características diferenciales se aminoran en las zonas internas de los plutones. Los criterios de identificación, así como la cartografía de este contacto, reconstruida acudiendo a técnicas geoestadísticas, se discutirán en un trabajo posterior (BEA y MORENO-VENTAS, op. cit.).

## MODOS DE YACIMIENTO

Cuando no se encuentra afectado por accidentes tectónicos, el contacto cartográfico entre las granodioritas de Hoyos y el encajante metamórfico se dispone subparalelo a las curvas de nivel. Al mismo tiempo dichas granodioritas poseen una intensa foliación subhorizontal con un cierto buzamiento al E-SE, penetrativa al encajante; localmente pueden llegar a desarrollar cizallas, cuya disposición entre planos S y C es indicativa de un desplazamiento de componente subhorizontal realizado desde el este hacia el oeste. Encajante y granodioritas se encuentran en armonía mineralógica.

Así, pues, parece que la geometría de los cuerpos pertenecientes a esta facies consiste en láminas subhorizontales concordantes, ligeramente basculadas hacia el E. Su potencia raramente sobrepasa un par de centenares de metros; la folia-

ción es mucho más fuerte en las zonas basales y se atenúa hacia el techo, no sólo en cuanto a su intensidad general, sino también en cuanto al predominio del componente subhorizontal.

Una tal estructura puede interpretarse como el resultado de procesos diferentes; dos posibilidades extremas serían:

— un accidente cabalgante regional, sincinemático con el emplazamiento de las granodioritas;

— el extravasamiento lateral de un plutón como consecuencia de su propia fuerza ascensional y excesivo contraste de ductilidad con el material suprayacente.

El que la deformación subhorizontal en el encajante se atenúe a medida que aumenta la distancia al contacto con las granodioritas, hace pensar que el segundo mecanismo ha jugado un papel importante.

La geometría a base de láminas subhorizontales explica también la abundancia de productos periplutónicos —migmatitas y granitos diatexíticos— en la banda subparalela al contacto dentro del dominio granodiorítico. Las fracturas tardías anteriormente mencionadas tienen un desplazamiento vertical que pone al descubierto el material subyacente a las láminas (fig. 6).

De manera similar, los leucogranitos intrusivos también se encuentran concentrados en la zona de borde de las granodioritas de Hoyos, lo que sugiere una conexión entre el yacimiento subhorizontal de estas con la génesis y el emplazamiento de aquellos. Sobre este aspecto se insistirá más adelante.

La geometría de los plutones de la facies del Alberche, probablemente coalesciendo unos con otros, es imposible de reconstruir en detalle a menos que se haga un estudio petroestructural muy preciso; pero se puede aventurar un estilo general a base de plutones subverticales de sección elíptica elongados N-S. El contacto con el metamórfico sólo se puede observar en el extremo NO; es discordante, intrusivo, con abundantes xenolitos metamórficos dentro de las granodioritas marginales.

## DISCUSION

Las relaciones texturales en las granodioritas de Hoyos del Espino revelan que sólo existió un porcentaje limitado de material fundido durante su evolución al estado magmático, quizá entre el 30% y el 40%. Esta opinión se encuentra apoyada por:

— el pobre zonado de las plagioclasas;

— la disposición en grumos de las biotitas, idéntica a la que se puede observar en las migmatitas nebulíticas y granitos diatexíticos; cabe mencionar que la

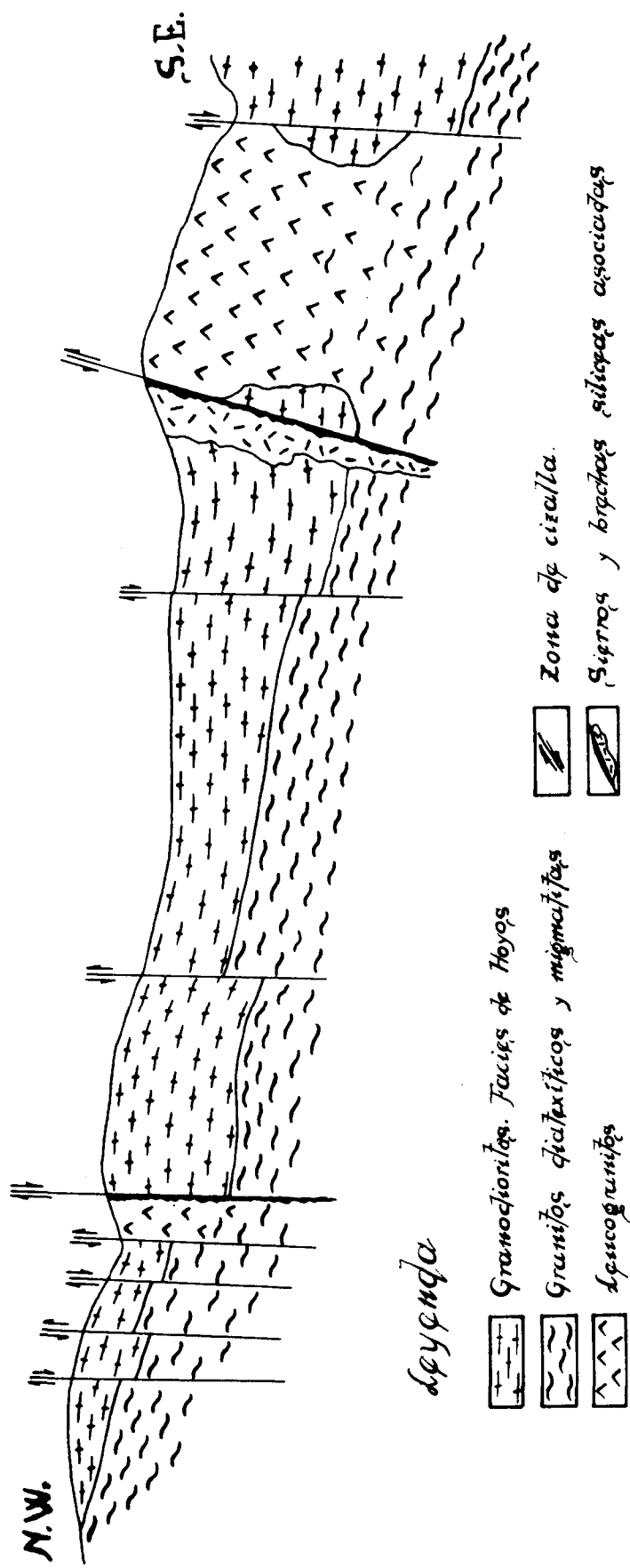


Figura 6. Corte geológico en el contacto entre la granodiorita de Hoyos del Espino y el metamórfico.

existencia de biotitas restíticas en esta facies ya había sido puesta de manifiesto por métodos geoquímicos (BEA, 1980).

El emplazamiento de las granodioritas de Hoyos del Espino como magma con una importante carga cristalina, en la que plagioclasa y biotita son componentes esenciales, explicaría la disposición de esta en aureolas en torno a aquella (foto 1), adquirida merced a los movimientos intramagmáticos inherentes al desplazamiento en horizontal.

La cristalización del material fundido produce como fases esenciales biotita, plagioclasa y cuarzo, aproximadamente en este orden de aparición. La cordierita no se considera restítica, sino ortomagmática (BEA, 1982; sobre la estabilidad de minerales y relaciones de fase en granitoides hiperalumínicos véanse CLARKE, 1981 y CLEMENS y WALL, 1981), pero debido a su escasez es difícil precisar cuando comienza a cristalizar, aunque es posible que haya sido tardíamente. La última fase en formarse ha sido el feldespato de los megacrístales; parece que lo ha hecho a finales del estadio magmático principal o durante el inicio del estadio neumatolítico-hidrotermal. En apoyo de esta opinión hay que destacar que:

- posee un gran número de inclusiones de los demás minerales;
- es posterior a la foliación; por lo general se adapta a ella, pero a veces la corta;
- en las zonas donde hay diques de aplitas disminuye la abundancia de megacrístales, incluso pueden desaparecer; parece que son el resultado de una actividad mineralizante difusa, pero cuando aparece una grieta capaz de coleccionar los fluidos residuales, dicha actividad se focaliza y se genera un dique; este fenómeno es aún más visible en las granodioritas del Alberche con la formación de los filones perfeldespáticos;
- en algunas zonas también se han desarrollado megacrístales de feldespato alcalino sobre el encajante metamórfico, es evidente que por un proceso metasomático;
- la determinación geotermométrica efectuada sobre una muestra de la localidad de Hoyos del Espino (BEA, in litt.) indica una temperatura de colapso del sistema biotita-feldespato alcalino del orden de 710°C, que para esta composición está muy próxima o dentro del campo del «solidus» (CLEMENS y WALL, op. cit.).

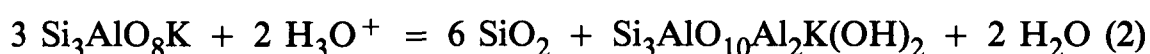
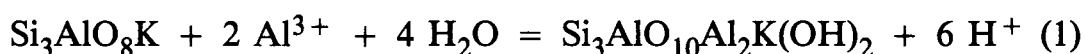
Durante el estadio post-magmático ocurren los siguientes fenómenos:

- (a) retrogradación de los ferromagnesianos (véase FERSHTATER, 1978); en este caso consiste en: (1) el crecimiento simplectítico de magnetita y feldespato a expensas de la biotita, y (2) la alteración de la cordierita;
- (c) formación de mirmequitas;
- (d) desarrollo de pertitas e inversión parcial de la ortosa a microclima.



Los leucogranitos muestran una secuencia de cristalización diferente: aquí el cuarzo es un mineral precoz, más que las plagioclasas, que a su vez son anteriores a la biotita; también se puede precisar el carácter tardío de andalucita, cordierita y turmalina. Por consiguiente, el orden de aparición de las fases esenciales sería: cuarzo, plagioclasa, biotita, andalucita, cordierita, turmalina y feldespato alcalino; la cristalización de este último se prolonga con claridad dentro de las etapas post-magmáticas, tal como pone de manifiesto el que reemplace metasomáticamente a la plagioclasa (fig. 3). La moscovita se forma en una etapa posterior, a todas luces de manera blástica, por reacción de los fluidos hidrotermales con las fases preexistentes, en especial con la andalucita y el deldespato alcalino. Cuando se realiza a expensas de aquella se producen aureolas de moscovita en torno a los cristales de andalucita (foto 5); pero el fenómeno de moscovitización cuantitativamente más destacable tiene lugar a expensas del feldespato, y se forman, entre otras estructuras, las bandas moscovíticas descritas anteriormente (foto 6). Sobre este aspecto se insistirá más adelante.

Es obvio que los granitos diatexiticos poseen un gran porcentaje de componente restítico, por lo que su evolución al estado magmático es poco importante. Sin embargo, y debido a su abundancia, en ellos se pueden precisar las relaciones texturales de la cordierita, que aparece siempre en el neosome, en cristales del mismo tamaño que los demás, automórficos o subautomórficos, muchas veces con hábito poiquilítico; características todas ellas que responden a la cristalización ortomagmática (CLARKE, op. cit.). Puede observarse también que la cordierita se retrograda de dos modos diferentes: uno, en el que se forman pseudomorfos con biotita y moscovita, y otro, que procedería a menor temperatura, mediante la formación de hidróxidos de Fe y cloritas. La moscovitización del feldespato alcalino es aún más intensa que en los leucogranitos; para este proceso se sugieren las siguientes reacciones:



la reacción (1) ocurre cuando hay una concentración apreciable de iones  $\text{Al}^{3+}$  disueltos en los fluidos hidrotermales; la reacción (2) exige un pH bastante ácido. El que la moscovitización del feldespato alcalino se produzca exclusivamente en las rocas con mayor exceso de aluminio indica que la reacción (1) ha debido jugar un papel importante.

Las granodioritas y los leucogranitos poseen diferentes secuencias de cristalización; pero esto no responde a que se haya realizado en distintas condiciones de P y T, sino que es consecuencia de su diferente composición química. En efecto, los diagramas de fases obtenidos experimentalmente por WYLLIE (1977) para el sistema gabro-tonalita-granodiorita-granito- $\text{H}_2\text{O}$  a 10 Kb muestra que la secuen-

cia de cristalización de un magma granodiotítico es: Bi - Pl - Q - FA, mientras que la de una composición análoga a los leucogranitos es: Q - Pl - Bi - FA. La coincidencia de estas secuencias experimentales con las aquí determinadas es prácticamente total, a pesar de que las condiciones de P sean bastante dispares.

La presencia habitual de cordierita es sintomática de una cristalización a baja presión, ya que su campo de estabilidad en un sistema hiperalumínico muy similar a las granodioritas tiene un límite superior entre 4 y 5 Kb para un margen razonable de T<sup>a</sup> (CLEMENS y WALL, op. cit.). Se puede obtener mayor precisión a partir de la presencia de andalucita, concretamente en el plutón de los Boqueros, cuya T<sup>a</sup> de cristalización ha sido estimada en torno a 750°C (BEA, in litt.); la consideración de este dato, conjuntamente con los límites de fase de los polimorfos de Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> (RICHARDSON et al., 1969) y la curva «solidus» para granitos, indican una presión de cristalización en torno a 2-3 Kb.

Es curioso que mientras los leucogranitos poseen andalucita, el metamórfico inmediato tiene como polimorfo estable la sillimanita. Hay dos explicaciones con bastante probabilidad:

— que la presión haya disminuido desde el paroxismo del metamorfismo hasta la intrusión de los leucogranitos;

— que la andalucita se encuentra estabilizada frente a la sillimanita en un medio rico en volátiles, tal como ocurre en las etapas finales de cristalización de los leucogranitos;

ambos factores pueden operar conjuntamente.

El campo de estabilidad de la cordierita a P = 2-3 Kb llega hasta 900°C (CLEMENS y WALL, op. cit.); por tanto puede aparecer en cualquier momento de la secuencia de cristalización; pero sus relaciones texturales siempre indican una cristalización tardía; además es habitual en las rocas filonianas, pórfidos y aplitas, y los ejemplares de mayor tamaño —hasta 15 cm— se encuentran en pegmatitas (BEA, 1982). Es probable que este hecho tenga relación con las dificultades de nucleación de la cordierita, bien conocidas en el trabajo experimental; parece que el aumento de volátiles favorecería su nucleación y posterior crecimiento.

Este trabajo, por su propia naturaleza descriptiva y limitado a una zona concreta, excluye una especulación petrogenética global. Sin embargo se efectuarán algunas consideraciones que, en principio, parecen susceptibles de generalización a todo el batolito, y que necesariamente hay que tener en cuenta a la hora de discutir la petrogénesis del conjunto.

Si se exceptúan las rocas appiníticas, que sólo se encuentran como enclaves, en el sector estudiado se hallan bien representadas todas las facies graníticas significativas (véase DPTO. PETROLOGIA, 1980). Y todas ellas, desde las granodioritas hasta los leucogranitos, pueden clasificarse como granitoides de tipo S, tanto

mineralógicamente (presencia de minerales con  $Al > Na + K + 2Ca$ , tal como cordierita, moscovita y andalucita) como desde el punto de vista químico (hiperalumínicos, con  $K_2O/Na_2O > 1$ , baja  $f O_2$ ). Además, el espectro composicional del batolito es muy restringido, con un dominio volumétrico casi absoluto de las rocas de composición granítico-granodiorítica, lo que constituye una característica más de los batolitos compuestos por granitoides de tipo S (BECKINSALE, op. cit.). Este hecho concuerda plenamente con el contexto geotectónico: es bien sabido que los batolitos hercinotípicos —y el que nos ocupa es un magnífico ejemplo— están mayoritaria, por no decir exclusivamente, compuestos por granitoides S (PITCHER, 1979).

Aceptar que un granitoide es de tipo S supone aceptar una génesis anatética a partir de materiales reciclados en un proceso sedimentario. Tal mecanismo es invocado con frecuencia para la génesis de las rocas de feldespato alcalino (CAPDEVILA et al., 1973; CORRETGE et al., 1974; UGIDOS y BEA, 1979, etc...), pero no suele implicar en la génesis de las rocas granodioríticas, a las que habitualmente se considera de origen profundo, con una participación importante de material I-derivado (íbid.) y en continuidad genética con las rocas appiníticas, o precursores básicos en general, que precisamente representarían los materiales I-derivados en su estado más puro.

Pero los datos petrográficos y geoquímicos aquí expuestos no apoyan tal hipótesis: existe mayor similitud entre los movilizados cordieríticos y las granodioritas, que entre estas y los términos de la serie appinítica que poseen concentraciones comparables de  $SiO_2$ . En un trabajo inmediato (BEA y POLO, en prep. se expondrá la imposibilidad geoquímica de hacer derivar las granodioritas de Gredos a partir de las rocas básicas que, aunque escasas, también se encuentran representadas en el batolito de Avila (FRANCO, 1980; 1983). Así pues, los enclaves básicos se consideran enalógenos, y se sugiere un origen anatético para todos los granitoides, incluidos los de la serie calcoalcalina.

Un problema importante consiste en el establecimiento de las relaciones causa-efecto entre el emplazamiento de las granodioritas y la génesis de los granitos pertenecientes a la serie de feldespato alcalino. BEA y UGIDOS (1976) han sugerido que los leucogranitos del área oeste de Zamora se originaron mediante anatexia inducida sobre el encajante metamórfico de composición adecuada por los plutones de a serie calcoalcalina, merced al aporte de fluidos y calor.

En la zona aquí considerada resulta muy difícil establecer una relación tan estrecha; no obstante, el que los leucogranitos aparezcan concentradas en las zonas periféricas de las granodioritas de Hoyos del Espino, cuyo yacimiento es en forma de láminas subhorizontales, sugiere un mecanismo de anatexia inducida tal como el que tentativamente se ha esquematizado en la fig. 7.

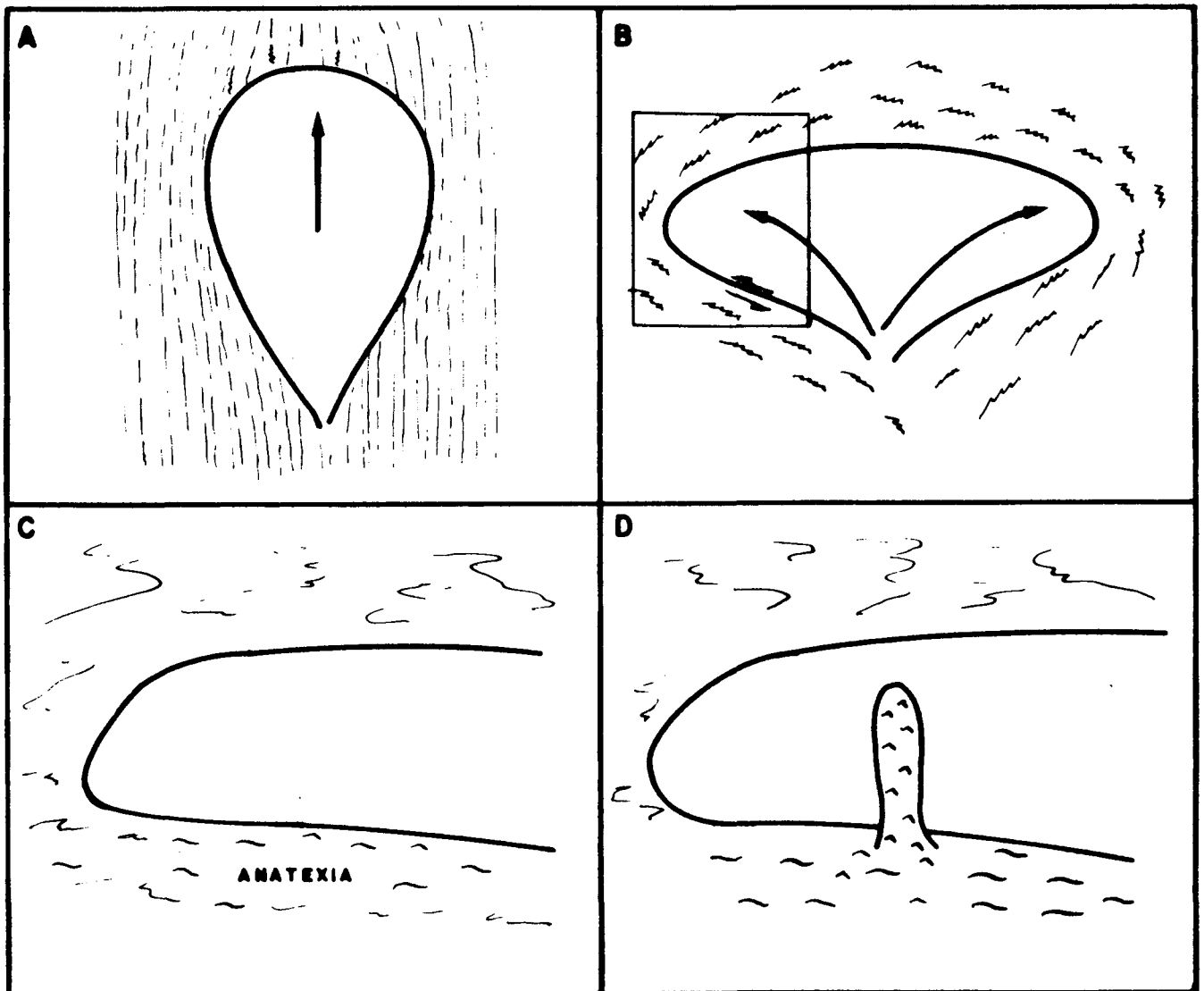


Figura 7. Relaciones hipotéticas entre el emplazamiento de la granodiorita de Hoyos del Espino y la génesis de los leucogranitos. A) Comienzo de la intrusión de un plutón granodiorítico. B) Aplastamiento subhorizontal en coincidencia con la fase II y extravasamiento lateral. C) (detalle) La lámina subhorizontal de granodiorita, en virtud de su propio calor de cristalización y escasa conductividad térmica, apantalla el metamórfico subyacente que, si hay materiales de composición adecuada, experimenta anatexia. D) Desenraizamiento e intrusión de un plutón de composición leucogranítica.

## BIBLIOGRAFIA

- BEA, F. (1975). Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca-Cáceres-Zamora. *Tesis*. Ed.: Univ. Salamanca.
- (1976). Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del área Salamanca-Cáceres-Zamora. Implicaciones petrogenéticas. *Stud. Geol.*, v. 11, p. 25-73.
- (1980). Geochemistry of biotites in an assimilation process. An approach to chemical recognition of metamorphic biotites from magmatic occurrence. *Kristalinikum*, v. 15, p. 103-124.
- (1982). Sobre el significado de la cordierita en los granitoides del batolito de Avila (Sistema Central Español). *Bol. Geol. Min.*, T. 93-1, p. 59-67.
- (in litt.). Geochemical evolution of an Hercinotype Batholith: The Avila Batholith (Spain).
- (in litt.). Estudio de feldespatos alcalinos y biotitas en los granitoides de la Sierra de Gredos (España). Geotermometría e implicaciones petrogenéticas.
- y MALDONADO DE CASTRO, C. (1983). El granitoide de nódulos del área Puente del Congosto-Barco de Avila-Candelario (España). Su geología, geoquímica y petrogénesis. *Bol. Soc. Geol. Port.*, v. 22, p. 67-87.
- y MORENO-VENTAS I. (in litt.). Diferentes series de rocas granodioríticas en la Sierra de Gredos (Batolito de Avila, Sistema Central Español). Criterios para su identificación. *Stud. Geol.*
- y POLO C. (en prep.). Relaciones geoquímicas entre las rocas appiníticas y las granodioritas de la Sierra de Gredos (España).
- y UGIDOS J.M. (1976). Anatexia inducida: Petrogénesis de los granitos hespéricos de tendencia alcalina. Parte I: Leucogranitos del área Oeste de Zamora. *Stud. Geol.*, v. 11, p. 9-24.
- BECKINSALE, R.D. (1979). Granite magmatism in the tin belt of south-east Asia. en: Origin of Granite Batholiths; geochemical evidence. Ed: M.P. Atherton y J. Tarney. *Shiva Pub. Lmtd.*, Kent, Inglaterra.
- CAPDEVILA, R. (1969). Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord-orientale (NW de l'Espagne). *Tesis*. Univ. Montpellier (Francia).
- , CORRETGÉ, G. y FLOOR, P. (1973). Les granitoides varisques de la Meseta Iberique. *Bol. Soc. Geo. France*, v. 7, XV, n.º 3-4, p. 209-228.
- CHAPPEL, B.W. y WHITE, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, v. 8, p. 173-174.
- CLARKE, D.B. (1981). The mineralogy of peraluminous granites: a review. *The canadian mineralogist*, v. 19-1, p. 3-17.
- CLEMENS, J.D. y WALL, V.J. (1981). Origin and crystallization of some peraluminou (S-type) granitic magmas. *The canadian mineralogist*, v. 19-1, p. 111-131.

- CORRETGE, G., UGIDOS, J.M. y MARTINEZ, F.J. (1974). Les series granitiques varisques du secteur Centre-Occidental Espagnol. *Cong. Int. C.N.R.S.: La chaine varisque d'Europe Moyenne Occidental*, 243, p. 453-461.
- DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA. Univ. Salamanca (1980). Plutonism of Central Western Spain. A preliminary note. *Estudios Geol.*, v. 36, p. 339-348.
- (1983) (Mapa) Síntesis geológica del Basamento (Zona del Centro-Oeste Español). Ed.: Univ. Salamanca.
- DIEZ-BALDA, M.A. (1980). La sucesión estratigráfica del complejo esquistograuvácquico al sur de Salamanca. *Estudios Geol.* v. 36, p. 131-138.
- (1981). La estructura herciniana entre Salamanca y Sequeros (Zona Centro Ibérica). La superposición de fases y su influencia en la estructura de las rocas. *Cuad. Geol. Iber.*, v. 7, p. 519-534.
- (1982). El complejo esquistograuvácquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca. *Tesis*. Ed.: Univ. Salamanca.
- FERSHTATER, G.B. (1973). Distribution of Ti and Na between minerals of granitoids as a Geological Thermometer. *Geochim. Internat.*, v. 10, p. 57-65.
- FRANCO, M.P. (1980). Estudio petrológico de las formaciones metamórficas y plutónicas al norte de la depresión del Corneja. *Tesis*. Ed.: Univ. Salamanca.
- (1983). Las rocas básicas y ultrabásicas localizadas al N. de la depresión del Corneja. *Bol. Soc. Geol. Port.*, v. 22, p. 101-105.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C.; FRANCO, M.P. y CASTRO, A. (1984). Características petroológicas del complejo laminar pegmatoide «Serie del Alamo» de las provincias de Salamanca y Avila. *Stud. Geol.*, v. 19, p. 33-73.
- GARZON HEIDT, G.; UBANELL, A.G.; ROSALES, F. y FONOLLA, F. (1981). Morfoestructura y sedimentación terciarias en el Valle de Amblés (Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Iber.*, v. 7, p. 655-665.
- PITCHER, W.S. (1979). A commentary on the nature, ascent and emplazament of granite magmas. *J. Geol. Soc. London*, v. 136, p. 627-662.
- RICHARDSON, S.W.; GILBERT, M.C. y BELL, P.M. (1969). Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminium silicate triple point. *Amer. J. Sci.*, v. 267, p. 259-272.
- UBANELL, A.G. (1981). Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento del Sistema Central Español, *Cuad. Geol. Iber.*, v. 7, p. 591-605.
- UGIDOS, J.M. (1974). Características del metamorfismo del área Béjar-Plasencia. *Bol. Geol. Min.*, v. 84-1, p. 73-81.
- y BEA, F. (1979). Ensayo sobre la génesis de las rocas graníticas del Macizo Hespérico. *Stud. Geol.*, v. 14, p. 35-77.
- WYLLIE, P.J. (1977). Crustal anatexis: an experimental review. *Tectonophysics*, v. 43, p. 41-71.