STVDIA GEOLOGICA, II, 1971 (93-113).

ESTUDIO PETROLOGICO DEL PLUTON DE BOAL
(Asturias, NW de España)

OFELIA SUÁREZ*

RESUMEN.—El plutón de Boal está emplazado en una serie pizarrosa atribuida al Llandeilo, donde desarrolla una aureola metamórfica cuya característica más notable es la presencia de quiastolita de gran tamaño, dicha aureola se prolonga notablemente a distancias muy grandes del contacto según las estructuras de la zona.

De naturaleza ácida, está constituido por granodioritas y granitos cuya facies más común es de grano medio a grueso con megacristales. Son frecuentes los diques de pórfidos y más raros los de aplitas y pegmatitas.

Se discute su carácter y posición dentro del conjunto de rocas granitoideas hercínicas.

SUMMARY.—The Boal granite stock intrudes a pelitic sequence of probable Upper Ordovician age (Llandeilo) and develops a contact metamorphism area with distinctive enormous chiastolite crystals that spreads far from the batholite contact according to the local structures. The granite is of acid character and made up of granodiorites and granites with megacrystals and from medium to coarse-grained. Porphyry dikes are abundant and there are some rare aplites and pegmatites.

The type and position of the Boal granite in the hercynian series is discussed here.

INTRODUCCION

El plutón de Boal aflora en la parte Oeste, zona central de la Hoja de Boal, número 26 del Mapa Topográfico Nacional 1:50.000. Sobre él se haya asentado el pueblo del mismo nombre. Ocupa una superficie aproximada de 18 km.^{2} y tiene una forma más o menos rectangular ligeramente alargada en la dirección N-S. Citado por Barrois (1882) dentro del Cámbrico es descrito por dicho autor como granito de dos micas (pudiendo ser la moscovita sólo de sericitización) con microclina y micropertita. Dice existen zonas más o menos básicas.

* Departamento de Petrología de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Oviedo.

Lucas Mallada (1895) indica que es de forma elíptica con alargamiento de N a S y con 3 x 2 km. medios de dimensiones, según el citado autor de la masa granítica parten apéndices y otras manchas pequeñas hacia el NNE hasta llegar a la costa de Frejulfe, entre Andés y Piñera. Creemos que estas prolongaciones son diques porfídicos que siguen esta dirección y que en algunos puntos en que han sido citados no existen quizá debido a que han sido explotados al límite, distingue dos variedades a) Porfídica y b) Pizarreña de grano fino. De la misma idea en cuanto a su prolongación hacia el mar son Adaro y Junquera G. (1916): "el macizo de Boal prolonga sus apófisis de aplita por Villacondide, Armental y Piñera casi hasta el mar, va alineado en sentido del plegamiento de las capas... plegamiento y granito son pues de la misma edad" y más adelante... "Hay que reconocer que el plegamiento, la fractura y la roca eruptiva que se intercaló son posteriores a la formación Silúrica. H. Sampelayo (1928) lo sitúa en su mapa emplazado en el Silúrico también. De Sitter (1949) dice que cerca de Boal existe un afloramiento interesante por la aureola metamórfica que origina siendo por tanto post-silúrico. Es Llopis Lladó (1961) el que hace un estudio bastante detallado de este plutón, así como de los yacimientos de Wolframio asociados, distingue cartográficamente dos tipos de granito: granodiorita y granito porfídico, la cual no nos parece totalmente exacta siendo en muchas zonas el tránsito entre el porfídico y el normal gradual y casi imposible de apreciar en distancias bastante marcadas. Capdevila (1969) estudia algunas muestras para su comparación con los de Galicia Nord-Oriental.

Este granito está emplazado dentro de un sinclinorio constituido por pizarras del Llandeilo (Llopis Lladó, 1961) a las que metamorfiza con bastante intensidad. En el borde SW termina un anticlinal constituido por cuarcita armoricana cuyo núcleo queda cortado bruscamente por el plutón.

La disposición general del afloramiento es ligeramente discordante con las estructuras de la zona, en general las corta con un ángulo de aproximadamente 25 - 30°, aunque en el borde Norte es mayor creemos que esto es debido a la existencia de falla.

Se distinguen dos tipos principales de granito: una facies de grano grueso, a veces con desarrollo de megacristales de feldespato y otra facies de grano fino, a veces aplítica, existiendo como indicábamos antes un tránsito muy gradual entre ambas tanto en el tamaño de grano como en la existencia de megacristales, no siendo posible establecer unos límites precisos entre ambas.

Las Rocas Encajantes y el Metamorfismo de Contacto. El granito está emplazado en pizarras atribuidas al Llandeilo por diversos autores, Barrois (1882), Adaro (1916), Hernández Sampelayo (1922), Barrois cita fauna típica semejante a las de las pizarras de Angers. Llopis Lladó (1961) dice haber en-

contrado Calymene Tristani Brogn, lo cual confirma la atribución de estas capas al Llandeilo.

Parte de estas pizarras creemos corresponden a un tramo de Llandeilo Superior (Suárez V., comunicación personal). Son pizarras de gran variación en cuanto a color existiendo tramos muy oscuros, negroides, otros azulados-grisáceos, casi blanquecinos y debido a la existencia de limonita pueden ser rojizas. Las cuarcitas son típicamente armoricanas de colores blanquecinos y se hallan bastante recristalizadas.

El Metamorfismo de contacto tiene un desarrollo bastante importante y se superpondría al regional de grado débil correspondiente a la zona de la clorita según R. Capdevila (1967, 1969).

En la zona N-N NE la aureola tiene escaso desarrollo, sobre todo si lo comparamos con el borde S-SW donde parece prolongarse enormemente. Se aprecian claramente los efectos de la intrusión por la aparición de cornubianitas en algunos puntos muy próximos al plutón, más abundantes son las pizarras nodulosas y mosqueadas en las que existen abundantes quiastolitas en algunos niveles.

Es de destacar la presencia de bandas ricas en Andalucita en las pizarras a distancias grandes del contacto formando una zona más o menos continua hasta el mismo granito. También aparecen estas quiastolitas en las pizarras que bordean las cuarcitas que constituyen el anticlinal de Sierra Cristalera y sin continuidad cartográfica con las que forman la zona propiamente de contacto en torno al plutón (figura 1). Creemos que la composición química fuese más propicia en determinados niveles, pero la temperatura necesaria sólo podría darse por uno de los mecanismos siguientes:

a) Por una intrusión que se continuase en una área muy amplia a escasa profundidad y con un techo muy irregular dada la topografía de la zona.

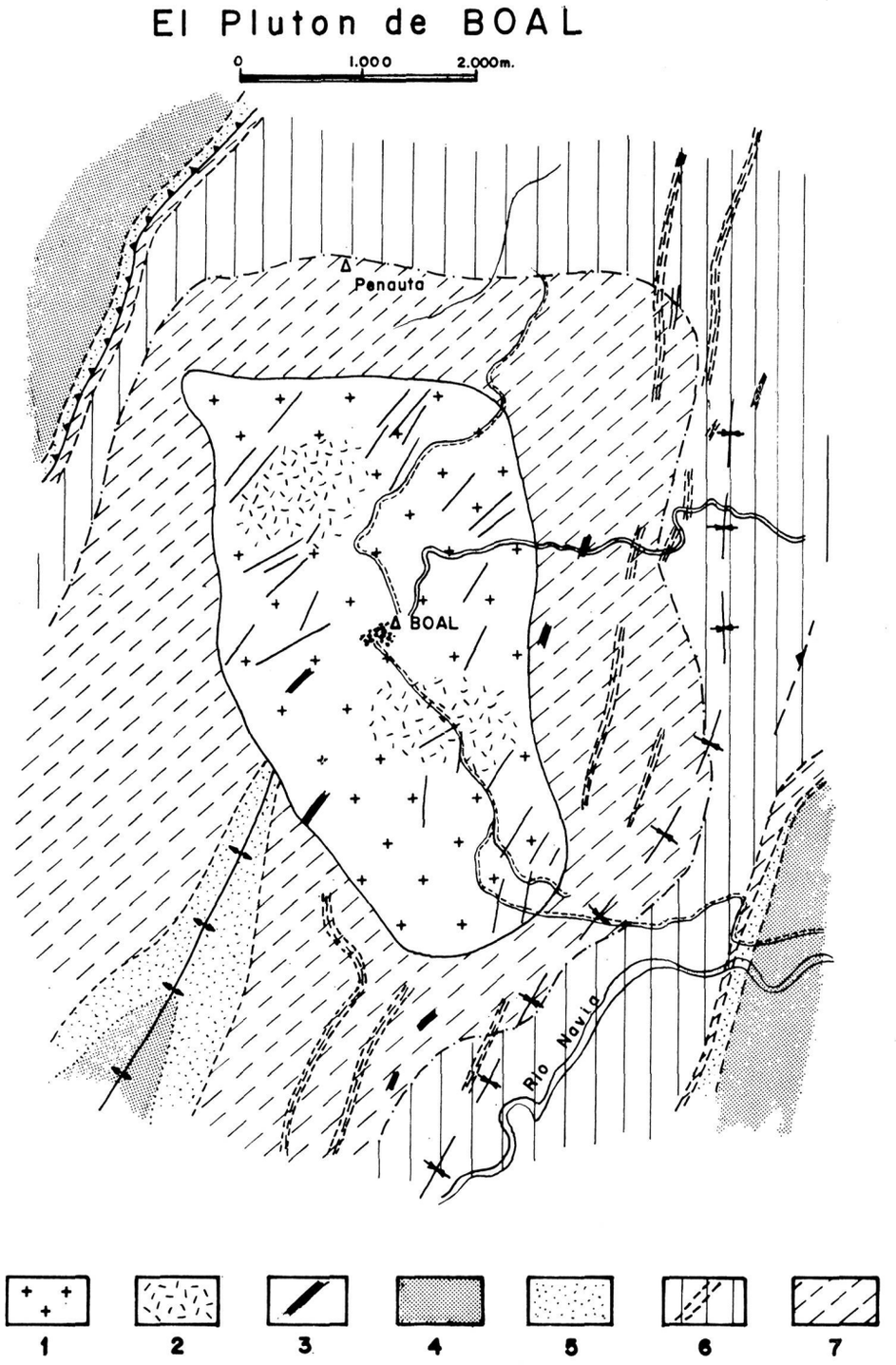
b) Por la existencia de un "pico térmico" en el metamorfismo regional, anterior o posterior al plegamiento anterior a la intrusión.

Nos inclinamos mejor por esta segunda hipótesis ya que además en el anticlinal de Cedemonio a 3 km. al SW del granito aparecen cuarcitas impuras con la asociación:

Cuarzo - Biotita - Clorita - Granate - Oxido de Fe

más propia de un metamorfismo regional. El mineral de hierro parece ser una forma de limonita, quizá siderita limonitizada, con texturas bandeadas coloformes y oolíticas (foto 1), este mismo mineral es frecuente también en las pizarras del Llandeilo asociado a niveles cuarcíticos.

En las proximidades de Villayón se han citado también asociaciones de granates sin ningún afloramiento granítico en las proximidades (Mulas, 1967).



1. *Granito de grano grueso*
2. *Granito de grano fino*
3. *Diques de cuarzo*
4. *Alternancia de cuarcitas y pizarras de la Serie de los Cabos*
5. *Cuarcita armoricana (?)*
6. *Pizarras del Llandeilo (y diques de pórfido)*
7. *Zona de metamorfismo (andalucita)*

FIG. 1

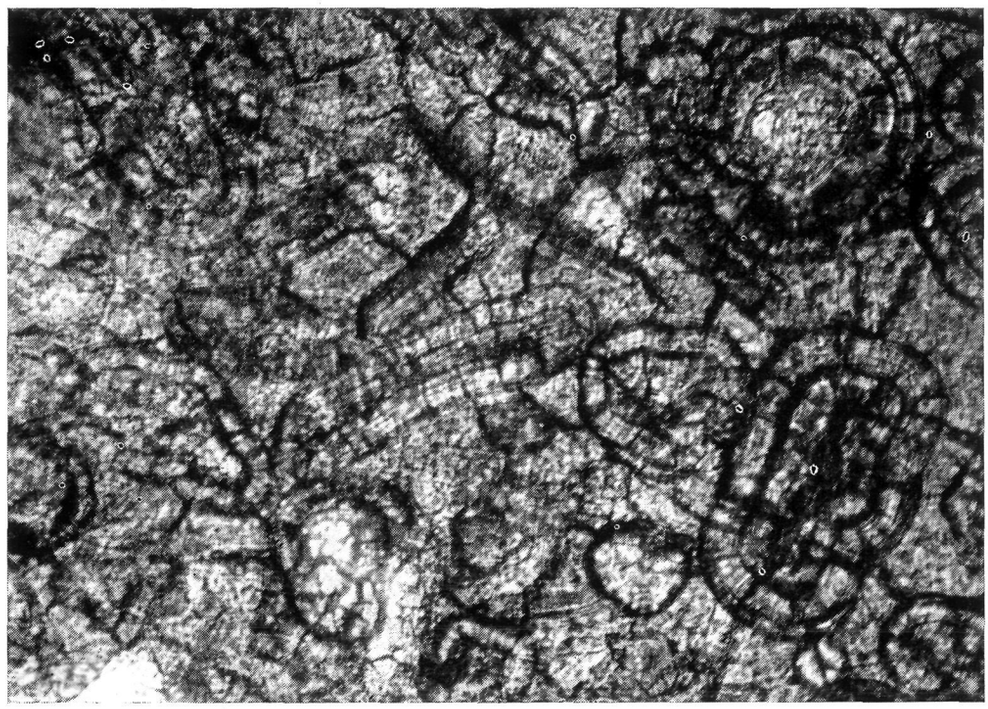


FOTO 1

Texturas oolíticas y coloformes de mineral de Fe en rocas cuarcíticas con granate y biotita de la zona de Boal. L.N. (X 240)

En la zona NW y enfrente de la apófisis que presenta el granito en esta parte, se encuentra al W del cabalgamiento de Rozadas una banda de dirección NW de anfibolitas-pizarras anfibolitas con mineralogía bastante variada:

Anfibol - Epidota - Esfena - Pirita - (Microclina)
Anfibol - Cuarzo - Clorita - Epidota - Esfena - (Plagioclasa)
Anfibol - Moscovita - Plagioclasa - Epidota - Esfena - (Oxido Fe)
Anfibol - Biotita - Cuarzo - Microclina - (Sericita) - (Turmalina)

El anfibol es de la serie Tremolita - Actinolita. Con los datos que tenemos por el momento no podemos precisar si se trata de ortoanfibolitas o paraanfibolitas.

Las rocas inmediatas al granito están caracterizadas por las asociaciones:

Cuarzo - Moscovita - Biotita - Clorita - Turmalina
Cuarzo - Moscovita - Clorita - (Cloritoide?)
Andalucita - Biotita - Sericita - Cuarzo
Andalucita - Biotita - Clorita - Cuarzo - (Cordierita)

pertenecientes a la facies de las Corneanas Hornblendicas, Winkler (1965).

Aunque afectados por algunas deformaciones los minerales de contacto son posteriores a la segunda deformación hercínica ya que cortan la crenulación que origina ésta.

Estructuras del afloramiento. En el plutón de Boal existe un diaclasado muy frecuente aunque enmascarado o borrado en muchas zonas debido a la tectonización que ha sufrido en parte; por ello no son abundantes los afloramientos donde se puedan realizar medidas de diaclasas.

Solamente en las zonas Norte y Este es donde encontramos buenos afloramientos. Cerca de las minas de Penouta existen diaclasas que parecen de bóveda (sistema L. de Cloos) con dirección N-40 - 45° y buzamientos de 10 - 20° al SE y que en otras zonas se hacen mucho más horizontales. Este sistema no aparece en la parte Occidental, hecho ya señalado por N. Llopis (1961) lo que parece indicar que la bóveda del plutón estaría por debajo del pico de Penouta y que el flanco SW de dicha bóveda faltaría debido a la erosión que originó el valle de Boal, lo cual parece confirmarse también por la distribución de los yacimientos de scheelita como indica el autor citado anteriormente.

Otro sistema importante de diaclasas es de dirección N-35 - 65° y buzamientos de 75° NW a prácticamente verticales. En gran parte estas fracturas están rellenas por filones de cuarzo de poca potencia (algunos cm. como máximo). Aunque esta dirección es la dominante para los filones de cuarzo existen otros con potencias de 3 a 5 m. en otras direcciones N-90° y N-40-50° y buzamientos 70-80° NW que cortan por completo la masa plutónica y a veces también las rocas encajantes. Están constituidos por cuarzo lechoso y con cristales transparentes de diferente tamaño y que alcanza muy frecuentemente de 10 a 20 cm. (hasta 1 m. han sido citados por Llopis). Las salvandas suelen ser aplíticas o pegmatíticas y aparecen muy alteradas.

Son muy frecuentes también los diques de pórfidos con dirección N-15 a 45° aunque existen otros con diferentes direcciones mucho más raros. Están localizados sobre todo en las zonas próximas a la cobertera continuándose en las rocas encajantes o afectando sólo a éstas. Son de potencia variables de 1 a 4 m., se hallan bastante alterados y son de colores rosado o rojizos.

Los diques de aplitas y pegmatitas son muy raros y de escasa potencia y siempre de grano fino.

PETROGRAFIA

Cartográficamente se han establecido dos facies diferentes, una de grano grueso o medio que corresponde a la mayoría del plutón y otra de grano fino y aspecto aplítico con afloramientos más restringidos. El límite entre ambas no es claro con tipos de carácter intermedio. En algunas zonas existen megacristales de feldespato K que se desarrollan preferentemente en el

granito de grano grueso y medio, más escasos y de menor tamaño aparecen también en la facies aplítica. Existen frecuentes diques de pórfidos, microgranitos y granófidos.

Distinguimos pues tres grupos:

— Facies de grano grueso a medio o facies común

— Facies de grano fino y aplitas

— Diques de pórfidos graníticos y microgranitos.

Se trata tanto de granodioritas como granitos normales según la clasificación de A. L. Streckeissen (1967). La proyección de los análisis modales de varias muestras en el triángulo Cuarzo-Feldespatos Alcalinos-Plagioclasas se distribuye por igual en los campos 3 b y 4 de la citada clasificación (Fig. 2).

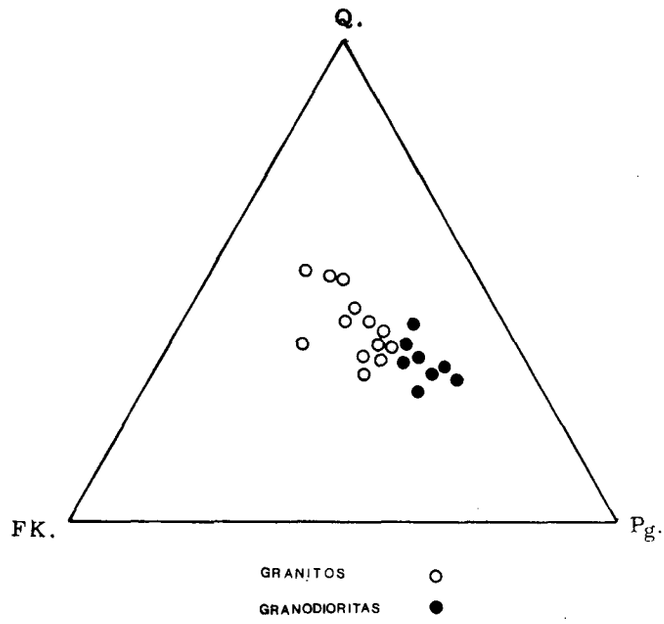


FIG. 2

Representación de los análisis modales, en el triángulo: Cuarzo—Feldespato K.—Plagioclasas

Los granitos corresponden en general a las muestras con megacristales, por el contrario cuando faltan éstos predominan netamente las plagioclasas y tenemos granodioritas.

Minerales	NUMERO DE MUESTRA											Media
	B-1	B-2	A-38	A-39	A-214	214-B	214-C	A-238	A-239	A-330	A-331	
Cuarzo	46,8	23,3	35,1	26,9	47,3	34,2	40,7	37,3	20,1	37,8	31,8	34,6
Feldespato K.....	22,7	21,2	20,9	27,8	24,1	36,9	30,5	16,5	37,4	23,0	27,2	26,2
Plagioclasa	22,8	46,9	34,9	33,6	19,9	21,2	20,6	38,4	36,7	32,3	35,1	30,9
Biotita	4,8	7,5	6,1	7,0	4,1	3,6	3,8	2,7	3,6	4,3	4,3	4,7
Moscovita	3,4	0,9	2,2	4,7	4,5	4,1	4,4	5,1	2,0	3,6	1,6	3,3
Calcita	1,3	0,1	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2
Circón, Apatito	0,2	—	0,1	—	0,1	—	—	—	0,2	—	—	0,1

Facies común: grano grueso a medio.

Minerales	NUMERO DE MUESTRA							Media
	A-37	B-35	A-40	A-41	A-215	A-216	A-217	
Cuarzo	28,6	30,1	27,3	40,2	36,2	31,1	31,8	33.3
Feldespato K.....	13,8	14,3	13,3	22.3	17,7	23,8	23.4	20 1
Plagioclasa	49,4	46.9	46,6	28,9	40,6	35.8	36.4	37.7
Biotita	6,5	7.5	8,8	2.5	3.5	7.7	6,9	5,8
Moscovita	1,7	1,0	4,1	6,1	1,9	1.5	1.5	3.0
Calcita	—	—	—	—	—	—	—	—
Circón, Apatito	—	0,2	0,1	—	0,1	0,1	—	0,1

Facies grano fino y aplitas: A-40, A-41, A-215, A-216, A-217.

Microgranitos biotíticos: A-37, B-35.

CUADRO 1

Análisis modales de las rocas graníticas de Boal

1) FACIES DE GRANO GRUESO A MEDIO

De color blanco grisáceo es abundante en cuarzo en formas irregulares. Los feldespatos son en general subhedrales y de tamaños medios 0,3 a 0,6 m. salvo cuando existen también megacristales que alcanzan hasta 3 ó 4 cm. de longitud por 1,5 de anchura. En los primeros es frecuente observar en cortes frescos núcleos alterados de color rojizo. Contienen biotita y moscovita, a simple vista esta es escasa y la biotita varía mucho de unas zonas a otras, tanto en cantidad como en tamaño.

Microscópicamente la textura es hipidiomórfica granular y en algunas partes muestra señales de tectonización aunque no fuerte.

Cuarzo.—En cristales anahedrales agrupados en formas irregulares. Extinción ondulante poco marcada salvo en los casos de muestras que han sufrido tectonización en que la presentan bastante fuerte junto a una recristalización grande. Incluye micas, circón, apatito y otros.

Plagioclasas.—Cristales subhedrales o de tendencia euhedral. Frecuentemente zonadas muy finamente y algunas veces con corrosión entre zonas. En otros casos zonado sencillo, núcleo más básico (40 % An) y con abundantes inclusiones de cuarzo y biotita (figura 3) y zona externa bastante más ácida (25 % An) no alterada. Maclas más frecuentes de Albita N., Albita-Carlsbad y Albita-Ala. El contenido en anortita varía normalmente de un 33 a un 40 % An. Inclusiones frecuentes de micas: biotita y moscovita (ésta parece secundaria y orientada según direcciones de exfoliación), microclina, algo de cuarzo, circón y apatito. Alteración sericítica de tipo zonal. Cuando aparece incluida en microclina presenta bordes de decalcificación o corrosión y mirmequitas de gran desarrollo longitudinal también en contacto con el feldespato K. Resorción por cuarzo. Sinneusis de varios individuos. A veces se observan dos generaciones (figura 4), una de cristales pequeños y de hábito rectangular que aparecen incluidas en otros mucho mayores.

Feldespato K.—Se trata de microclina con el típico maclado que la caracteriza, bien fino y regular o más difuso que sólo se hace visible en algunas zonas del cristal. Se presenta o en megacristales o en láminas anahedrales sin otras diferencias marcadas que las del diferente tamaño. Los megacristales incluyen frecuentes cuarzos, plagioclasas siempre de tamaño fino, a veces muy orientadas según direcciones principales del cristal y micas.

En general son abundantes las pertitas de exolución en forma de finos filoncillos muy largos y a veces en formas irregulares de mayor desarrollo en las que se aprecian maclas tipo Albita.

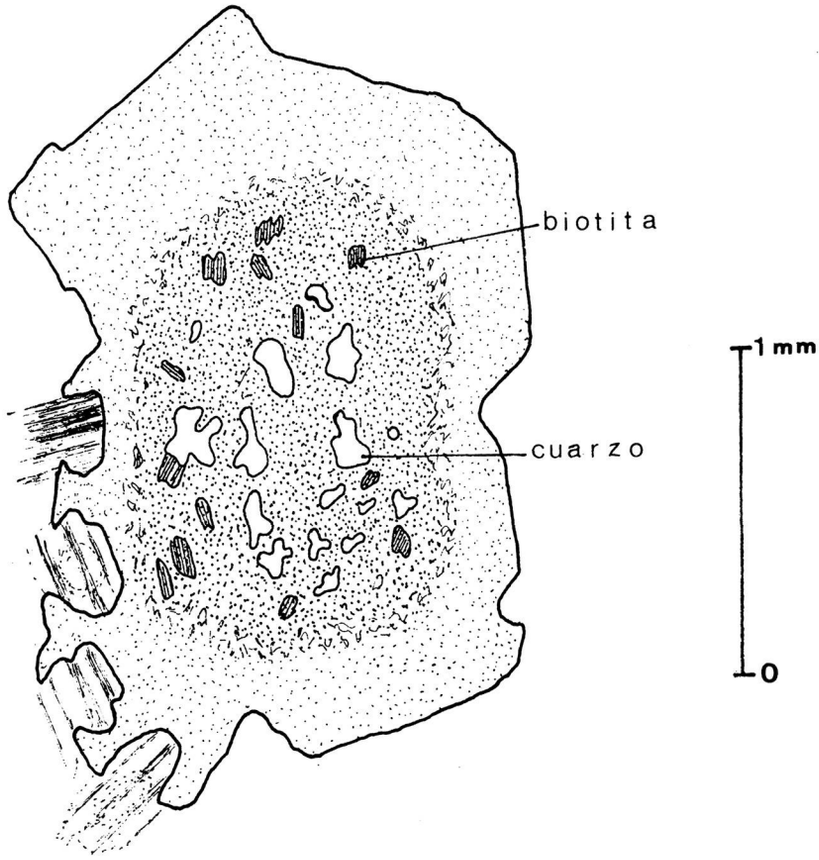


FIG. 3
Plagioclasa incluyendo cuarzo y biotita en el núcleo de naturaleza más básica y más alterado que el resto. A su vez está corroída por otras de menor tamaño

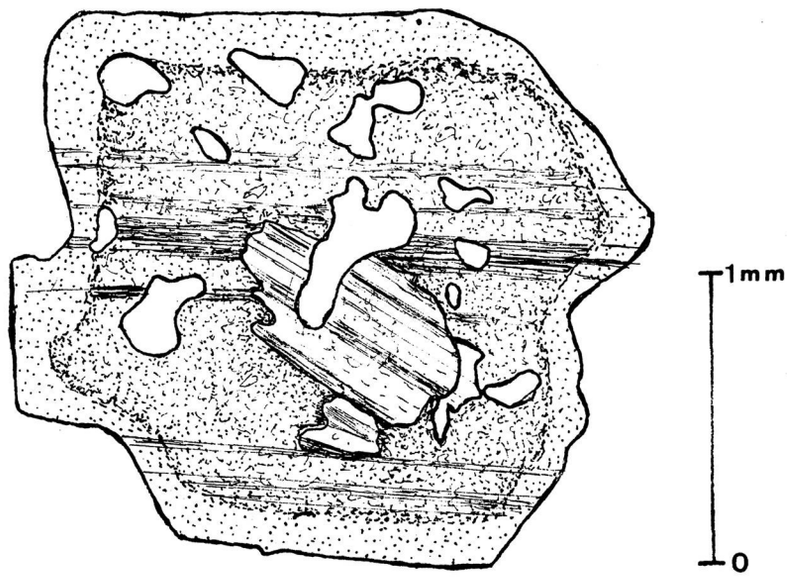


FIG. 4
Plagioclasa de primera generación incluida en otra de la cristalización principal. Resorción por cuarzo

Biotita. Pleocroísmo de castaño claro o amarillento (Nα) a castaño más intenso de tintes rojizos (Nγ). En láminas alargadas o basales muchas veces en amas (figura 5), incluyen circón, apatito y esfena. Halos muy frecuentes.

En parte está transformada a clorita verde asociada a rutilo con disposición sagenítica. Es muy frecuente también que láminas cloritizadas incluyan esfena de formas muy irregulares (figura 6), a veces en forma de lentejones en líneas de exfoliación; parecen ser secundarias originadas en la transformación biotita-clorita o bien actuaron de catalizador de dicha alteración, ya que no se encuentra el citado mineral en las biotitas no alteradas.

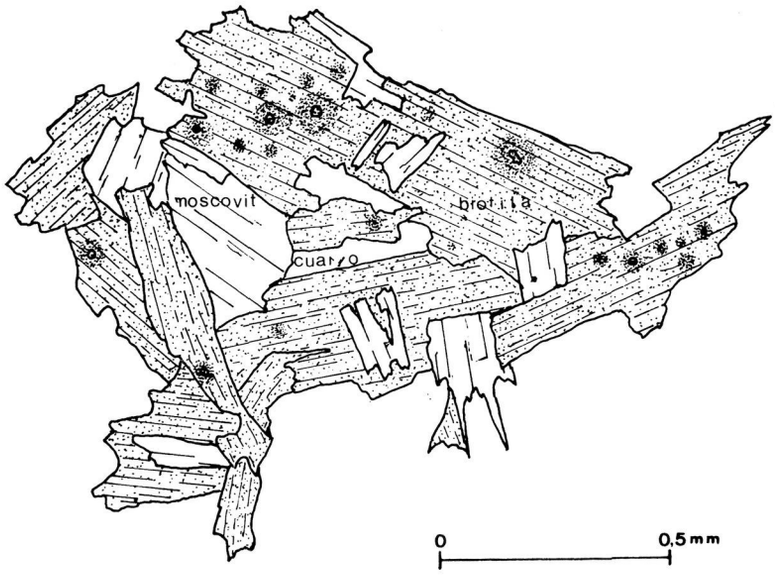


FIG. 5

Láminas de biotita asociadas englobando a su vez moscovita. Las inclusiones de circón son de tamaño muy fino

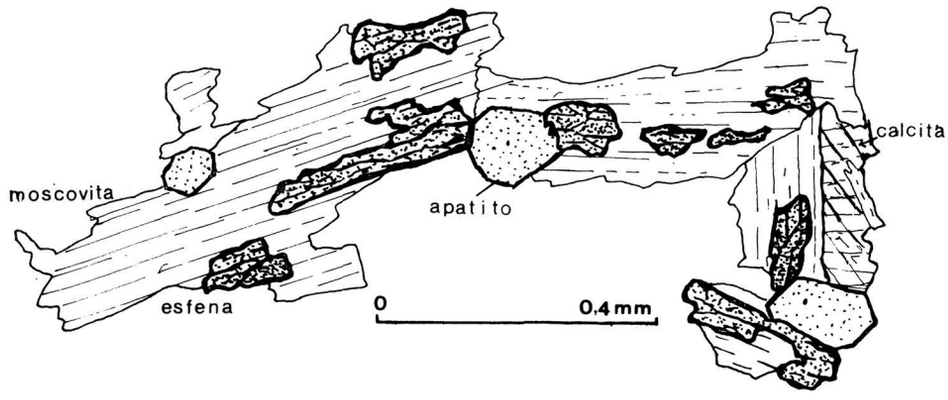


FIG. 6

Láminas de biotita, en parte cloritizadas que engloban abundante esfena. Hay además apatito y calcita

Moscovita.—Más escasa que la biotita es posterior a ella incluyéndola o apareciendo sobre sus bordes en forma de láminas alargadas generalmente inferiores a las de biotita. En casos más aislados aparece claramente incluida en la Biotita pudiendo ser en parte anterior a ella (figura 7). En contacto con cuarzo o feldespato presenta bordes simpletícticos. Inclusiones raras.

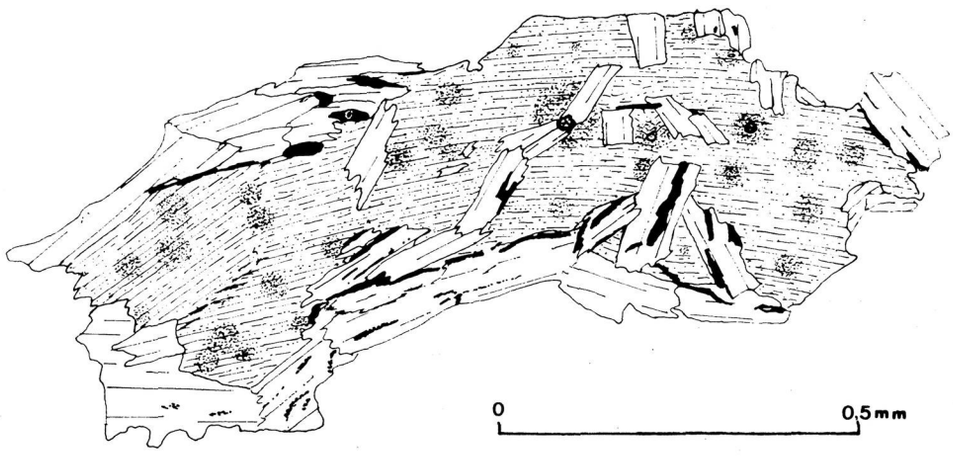


FIG. 7

Lámina de biotita ligeramente deformada y que incluye moscovita. Son frecuentes los óxidos de Fe

Accesorios.—El circón y apatito son los más frecuentes; el primero muy idiomórfico en formas bipiramidadas es de tamaño fino. El segundo es de mayor tamaño y también tiene carácter idiomórfico o subidiomórfico. En menor cantidad se encuentra turmalina, en cristales prismáticos, subidiomórfica de color verdoso algo azulado y topacio bastante raro. En formas cuadrangulares con exfoliación no muy perfecta hemos encontrado un mineral incoloro muy brillante y que presenta las características ópticas del Berilo,

2) GRANITO DE GRANO FINO

De color blanco o casi, es mucho más claro que el de grano grueso. A parte de las micas que destacan por su color o brillo diferente, existen cuarzos de formas redondeadas y feldespatos mayores de hasta 1 cm. en escasa proporción. Está bastante alterado en general.

La textura es hipidiomórfica granular algunas veces con tendencia más alotriomórfica y porfídica. En algunas zonas presenta carácter ligeramente cataclástico.

Cuarzo.—En cristales anahedrales reunidos en formas redondeadas o en granos más pequeños con carácter intersticial. Extinción ondulante muy va-

riable y en algunas muestras frecuentes fenómenos de recristalización y soldadura. Inclusiones frecuentes de micas apatitos muy finos, escasas plagioclasas y circón y granate.

Plagioclasas.—Cristales subhedrales. Sin zonado o muy débil y con escaso número de zonas. Maclas más frecuentes de Albita y Albita-Carlsbad, a veces muy difusa. El contenido en anortita varía de 24 a 36 %. Inclusiones frecuentes de biotita y moscovita y calcita secundarias. En general están bastante alteradas observándose dos tipos diferentes:

a) Decalcificación de las plagioclasas con formación de abundante calcita que aparece tanto incluida en las plagioclasas junto a la sericita como segregada fuera y cristalizada intersticialmente.

b) La plagioclasa aparece con abundantes grietas y zonas rellenas de un agregado isótropo incoloro o ligeramente amarillo o violeta (foto 2). A veces esta masa rellena toda la parte central y se prolonga fuera del núcleo en forma de un entrecruzamiento; en otros casos estas grietas tienen una disposición circular saliendo de un núcleo común varias ramas de la citada masa isótropa cuya naturaleza no se ha podido determinar. En contacto con Feldespato K se forman frecuentes mirmequitas, incluidas en cuarzo y Fel despato K.

FOTO 2

Alteración en plagioclasas. L.N. (X 104)

Feldespato K.—Se trata de microclina con maclado unas veces perfecto y en otros casos bastante difuso. Sin alcanzar los tamaños de la facies anterior a veces existen cristales de tendencia idiomórfica mayores que el resto de los constituyentes y que los incluyen. Cuando es de menor tamaño es anahedral. Pertitas escasas y muy finas en forma de filoncillos.

Biotita.—En láminas de tamaño fino. Pleocroísmo marcado de amarillo anaranjado ($N\alpha$) a castaño rojizo muy intenso ($N\gamma$). Abundantes inclusiones de circón con halos pleocroicos muy desarrollados, apatito y rutilo con textura sagenítica y granate. A veces está alterada a pennina en bordes o según trazas de exfoliación.

Moscovita.—Bastante más escasa que la biotita se encuentra frecuentemente sobre ella en forma de láminas de menor tamaño. También aparece incluida en feldespatos y en gran parte debe formarse a sus expensas. Bordes simpletícticos entre ambos minerales.

Accesorios: Granate en cristales subidiomórficos y de pequeño tamaño incluidos en diferentes minerales. Fracturas no escasas y sin alteración de ningún tipo.

Circón.—De tamaño variado generalmente es idiomórfico y bipiramidado. A veces tiene carácter zonal marcado (figura 8).

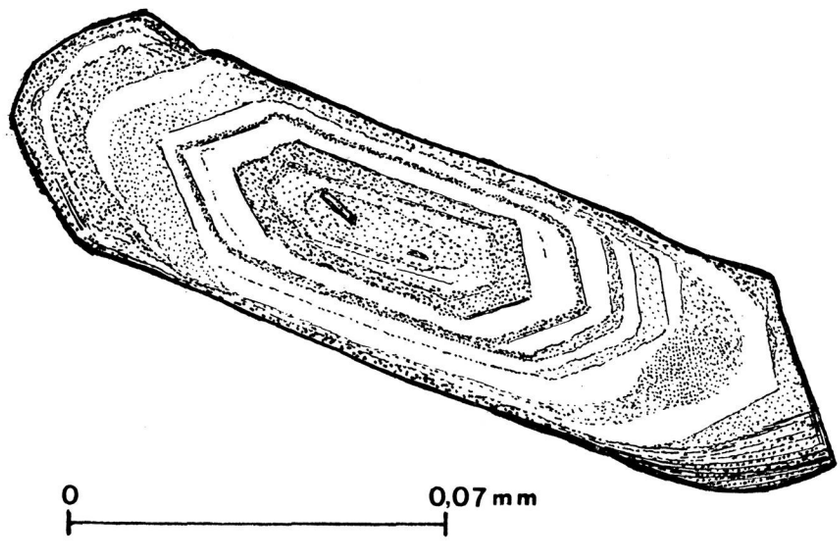


FIG. 8

Turmalina.—Anahedral de color verde pardo. Incluye circón.

Topacio.—En cristales grandes asociados a moscovita.

Esfena.—Incluida en pennina es de forma muy irregular.

Epidota.—En escasos cristales subidiomorfos incluida en biotita o en granos finos formada por alteración de plagioclasas.

Calcita.—Frecuente incluida en plagioclasas que aparecen también finamente sericitizadas o bien cristalizada independientemente fuera de ellas.

3) Pórfidos graníticos y microgranitos

Se encuentran dentro de la masa plutónica en forma de diques. Los pórfidos tienen una composición mineralógica semejante al granito con fenocristales de cuarzo, plagioclasas, microclina y micas y pasta de tipo felsítico. Se encuentran también granates con carácter accesorio bastante escasos. En otros casos el carácter porfídico no es tan marcado y la "pasta" es una verdadera aplita por lo que en gran parte estos diques pueden considerarse como aplitas de textura porfídica. Son por otra parte más ricos en accesorios como turmalina, circón, granate, apatito y topacio.

Los microgranitos destacan por su riqueza en biotita, son de color muy grisáceo y grano fino. Al microscopio no presentan diferencias notables, salvo en el tamaño de grano y en las micas que están en forma de láminas muy finas y largas y repartidas muy homogéneamente. La turmalina es parda.

Secuencia paragenética

A partir del estudio microscópico y teniendo en cuenta las relaciones existentes entre los distintos minerales se ha podido reconstruir, de una manera general para granitos y granodioritas, el orden de cristalización siguiente:

Estadio magmático.—Es el que tiene mayor importancia en la formación de la roca, pues a él pertenecen todos los minerales esenciales. Existe un cierto solapamiento en los períodos de cristalización de las diferentes fases minerales.

Los primeros en cristalizar son los accesorios: circón, óxidos de hierro y apatito, el circón aparece incluido en el apatito que alcanza un mayor desarrollo coincidiendo con una velocidad en enfriamiento más lenta. Cuando ya cristaliza la biotita todos ellos aparecen incluidos en la biotita lo mismo que algo de moscovita y cuarzo por lo que creemos que estos dos minerales se salen del esquema general, y han podido cristalizar, aunque en pequeña cantidad, en esta fase primera.

La cristalización de las plagioclasas coincide en parte con la de la biotita que se encuentra incluida en laminillas muy finas en los núcleos de aquéllas, mientras que en bordes aparece en láminas mayores, pero su mayor importancia la adquiere cuando la formación de biotita está llegando a su fin.

En algunos casos se han observado dos períodos con cierta discontinuidad entre ambos y que como hemos indicado en la descripción petrográfica se manifiesta por la existencia de plagioclasas más básicas incluidas en otras de mayor tamaño. Los límites entre ambos son netos y no se trata de un simple zonado.

La cristalización del feldespato K es posterior a la de las plagioclasas, aunque pudo existir con menor desarrollo simultáneamente; la microclina incluye y corroe plagioclasas de gran tamaño semejantes a las que se encuentran fuera. Muchas veces tiene un marcado carácter intersticial incluyendo a todos los minerales anteriores y también al cuarzo aunque en menor cantidad, apareciendo sobre todo en los megacristales solamente en la zona de borde, es decir, que la cristalización del cuarzo está solapada con la del feldespato potásico y prácticamente es el fin del estadio magmático.

Estadio post-magmático.—Se caracteriza por la aparición de la moscovita en grandes láminas, es simultánea al último cuarzo. En parte puede proceder de los feldespatos, en la figura 9 se observa una correlación negativa entre las sumas de cuarzo + moscovita y feldespato potásico + plagioclasas, tal como observó J. Lameyre (1966) en leucogranitos del Macizo Central Francés. Pero creemos también que la moscovita debe sustituir en parte a la

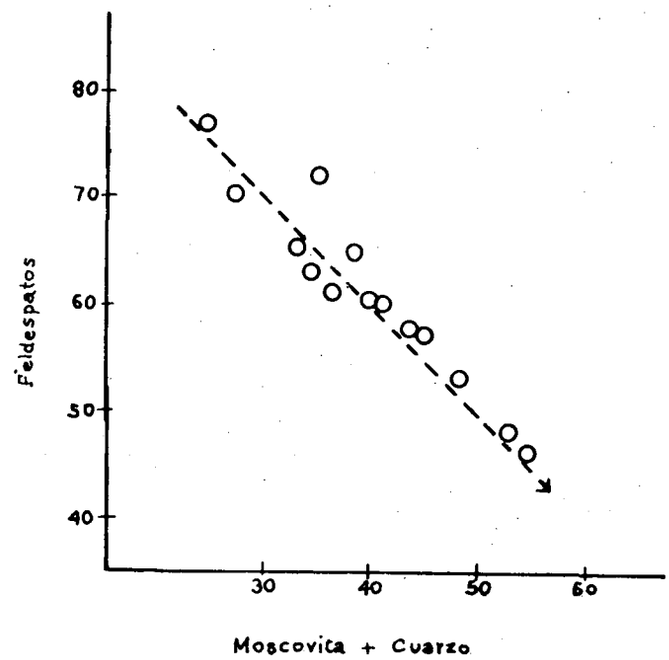


FIG. 9

Correlación negativa existente entre los feldespatos y la suma moscovita+cuarzo en Boal

biotita, como indicamos en la descripción petrográfica. La asociación de las dos micas con óxidos de Fe que frecuentemente aparecen como segregados en las moscovitas apoyan este origen.

La turmalina y el topacio se forma también en esta fase postmagmática, al mismo tiempo tiene lugar posiblemente una mirmequitación de las plagioclasas y la pertitización de los feldespatos. Las plagioclasas sufren en este estadio una cierta acidificación formándose en esta transformación calcita y epidota-zoisita. Por último las biotitas se cloritizan formándose rutilo, esfena, óxidos de hierro o feldespato K secundarios y por último tiene lugar la sericitización de los feldespatos.

En resumen podemos esquematizar el orden de recristalización general de las rocas graníticas de Boal como sigue:

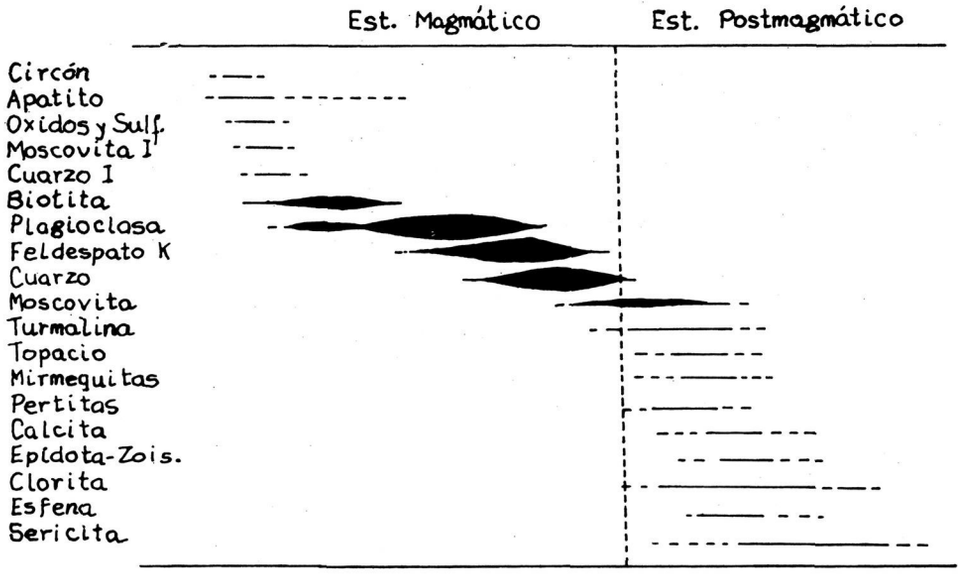


FIG. 10

Secuencia paragenética de las rocas graníticas de Boal

DATOS QUÍMICOS

Disponemos de siete análisis de algunos elementos mayores y menores, cuatro de las facies de grano grueso, dos del granito de grano fino y uno de microgranitos biotíticos (Cuadro 2).

Elementos	NUMERO DE MUESTRA						
	B-1	B-4	B-5	B-6	B-7	B-8	B-9
SiO_3	62,50	62,80	63,00	60,80	70,60	64,00	59,00
Fe_2O_3	2,00	1,50	1,50	2,70	2,50	2,20	1,70
MgO	0,36	0,33	0,36	0,51	0,66	0,60	0,63
K_2O	5,21	4,91	5,39	4,31	3,89	4,67	3,65
Na_2O	4,00	3,90	3,50	3,60	1,40	2,30	3,10
CaO	1,90	2,40	1,90	3,50	2,30	2,80	4,20
TiO_2	0,20	0,15	0,10	0,20	0,20	0,20	0,20
Zn p.p. m. ...	30	30	2	37	40	110	70
Sn p.p. m. ...	10	3	—	—	28	180	75
Ba p.p. m. ...	220	210	240	430	770	3.000	1.650

Facies de grano grueso con megacristales: B-1, B-4, B-5 y B-6.
Facies aplítica: B-7 y B-8.
Microgranito biotítico: B-9.

CUADRO 2

En general estas rocas se caracterizan por un alto contenido en calcio (más del 2 % de CaO, incluso en algunas muestras es superior al 4 %). El hierro aunque no tanto es bastante elevado mientras que el Magnesio es relativamente bajo. El K_2O predomina netamente sobre Na_2O, observándose una variación simultánea entre estos dos óxidos (figura 11).

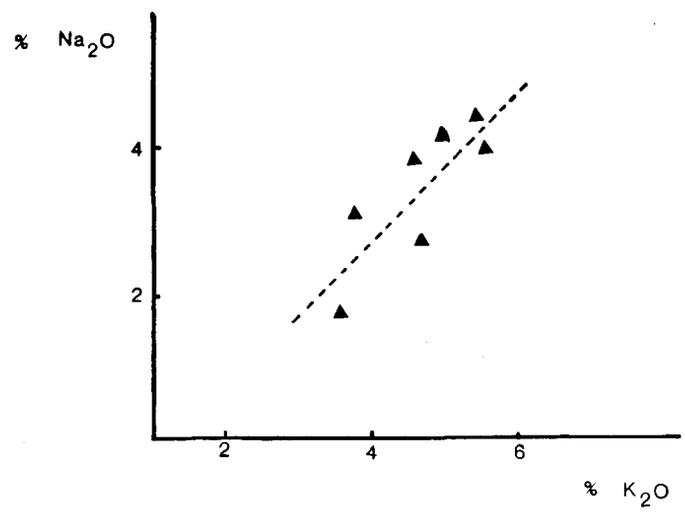


FIG. 11

Variación de los álcalis en las rocas graníticas de Boal

Construidos los diagramas de Peacock y Nockolds y Allen, el primero no mostró ninguna variación significativa mientras que en el segundo (figura 12) se observa una cierta evolución; aunque sin una diferenciación marcada la tendencia de las curvas Fe total - (K+Wa) - Mg y K - Na - Ca parece más propia de una serie calcolacalina.

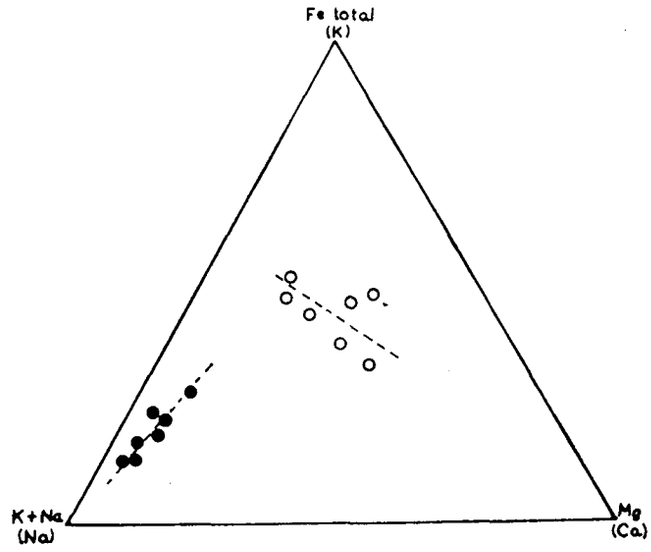


FIG. 12

Diagrama de Nockolds y Allen para los granitos y granodioritas de Boal

En cuanto a los elementos menores destaca el alto contenido en Ba alcanzando en las facies aplíticas y microgranitos valores de 700, 1.650 y 300 p.p. m. frente a 200 - 300 p.p. m. en las facies normales. El estaño también es más abundante en las facies de diferenciación lo cual no es nada raro pues es frecuente la casiterita.

CONSIDERACIONES PETROGENÉTICAS Y CONCLUSIONES

Al analizar las características mineralógicas y químicas de las rocas estudiadas y compararlas con el resto de granitos y granodioritas de la zona occidental Astur-Leonesa (O. Suárez, 1970) y de Galicia Nord-Oriental (R. Capdevila, 1969) quedan patentes una serie de diferencias con los grupos establecidos por el autor citado en último lugar. En efecto según dicho autor el granito de Boal forma parte de los granitos porfiroides intrusivos (G_3) cuyo origen está en la anatexia de zonas siálicas profundas y cuyo emplazamiento sería posterior a la segunda fase hercínica.

Los granitos de este tipo en Galicia Nord-Oriental se caracterizan por una relación Feldes K / Plagioclasa>1, por el predominio de moscovita sobre

biotita, presencia de silicatos alumínicos y químicamente por un contenido en CaO inferior o aproximadamente igual al 1 %. Estas mismas características se dan también en granitos de Asturias y León, como en los de Ponferrada, Ancares y Campo de Agua (O. Suárez, 1970) pero no en Boal donde en general las plagioclasas, bastante básicas (hasta un 40 % de an en los núcleos), predominan netamente sobre el feldespato K exceptuando algunas facies con un mayor desarrollo de megacristales, en donde la moscovita puede estar en una proporción similar o ligeramente superior a la biotita; más frecuentemente ocurre lo contrario siendo la biotita la mica dominante. No se han encontrado tampoco silicatos alumínicos y el calcio es tan abundante como en la serie calcoalcalina.

Ahora bien, a pesar de las diferencias tan marcadas no presentan por otra parte caracteres específicos de los otros grupos lo que junto con las condiciones especiales que se dan en su marco geológico creemos que se deben considerar pertenecientes al grupo G_3 indicado más arriba. En efecto el plutón de Boal se halla emplazado siguiendo un mismo arco general dentro de las estructuras hercínicas que los granitos de Ponferrada, Campo de Agua y Ancares. Asociada a dicho arco tenemos la presencia bastante frecuente de andalucita que en principio podríamos pensar fuese de metamorfismo de contacto con una migración notable según las estructuras, aunque la distancia a que aparece lejos del contacto nos parece excesiva, pero tenemos que en la zona de los Oscos aparece también la misma andalucita sin relación visible con ningún tipo de roca plutónica. Dicha parte de Los Oscos corresponden a la zona media del arco que describen los granitos citados, lo que nos hace pensar en la existencia de una elevación térmica en toda esta banda en la que afloran los granitos anteriormente considerados.

La asociación pues de granitos con una banda de gradiente térmico más elevado nos hace admitir sin lugar a dudas un origen anatéctico debido precisamente al aumento de temperatura. En los otros granitos aparecen minerales, índice de anatexia que faltan en el de Boal de carácter bastante más básico. Para explicar estas diferencias podemos suponer que la fusión tuvo lugar a una profundidad algo mayor a temperaturas también más elevadas de modo que no quedan minerales relictos.

BIBLIOGRAFIA

ADARO, L. y JUNQUERA, G.: (1916) *Criadores de hierro en Asturias.* Memorias del Instit. Geol. de España. Tomo II.

BARROIS, Ch.: (1882) *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et la Galicie.* Mem. Soc. Geol. du Nord, t. 2, n.º 1. Lille.

CAPDEVILA, R.: (1967) *Extensión du métamorphisme régional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturies, León).* C. R. Som. Soc. Géol. Fr., 7, 277-279.

— (1969) *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord orientale (N W de l'Espagne).* These. Univ. Montpellier.

CLOOS, H.: (1937) *The aplication of recents structural methods in the interpretation of the crystalline rocks of Maryland.* Maryland Geol. Survey, vol. 13.

LAMEYRE, J.: (1966) *Leucogranites et muscovitisation des granites du Massif Central français.* Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Ferrand, 28, 264 p.

LLOPIS LLADO, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.: (1961) *Sobre la existencia de una orogenia arcaica en el centro de España y sus relaciones con Asturias.* Brev. Geol. Ast. V, núms. 3-4, pp. 53-73.

MALLADA, L.: (1895) *Explication del mapa geologico de España.* T. I. Mem. Com. Mapa Geol. de España.

NOCKLDS, S. R. y ALLEN, R.: (1952) *The geochemistry of some igneous series.* Geochim. Cosmoch. Acta, 4, 105-142.

PEACOCK, M. A.: (1931) *Clasification of igneous rocks series.* J. Geol., 39, 54-67.

SAMPELAYO, P.: (1828) *Criaderos de Hierros de España.* T. IV *(Hierros de Galicia).* Mem. Inst. Geol. y Min. de España.

SITTER, L. U. DE: (1949) *The development of the Palaezoic in the Northwest Spain.* Geol. Mijnb., t. 11, 11.

SUÁREZ, O.: (1970) *Estudio petrológico de los afloramientos plutónicos de la zona occidental Astur-Leonesa (N W de España).* Tesis doctoral, Universidad de Salamanca.

STREGKEISEN, A. L.: (1967) *Classification and Nomenclature of Igneous Rocks.* N. Jb. Miner. Abh. 107. 2 und 3, 144-240.

WINKLER, H. G. F.: (1965) *Perogenesis of Metamorphic Rocks.* Springer-Verlog.

'Recibido el 27-IV-71)