

2. Variaciones Petrográficas y Geoquímicas en Plutones Graníticos: Zonación y Criptozonación en Batolitos Epizonales

CORRETGE, L. G. (*), SUAREZ, O. (*) & LLANA, R.



RESUMEN

En este artículo se trata, brevemente, el problema que plantean las variaciones petrográficas y geoquímicas zonadas en batolitos graníticos circunscritos. Se presentan algunos ejemplos europeos, principalmente variscos, y se hace un estudio más detallado de la zonación y criptozonación en batolitos hercínicos españoles, principalmente el de Cabeza de Araya, que representa un modelo de plutón con zonación por diferenciación magmática inicial y ulterior diferenciación por volátiles.

ABSTRACT:

This paper deals with the petrographic and geochemical problem of zoned variations inside disharmonic granite batholiths. Some European examples, mainly variscan are presented and a more detailed study of zonation and criptozonation in Spanish variscan granites with emphasis on the igneous body of Cabeza de Araya is presented as model of early magmatic and later volatile differentiation.

INTRODUCCION

Es un hecho conocido que, en gran parte de los plutones graníticos circunscritos, los diferentes tipos de facies petrográficas y geoquímicas tienden a guardar una estrecha relación con la forma externa del macizo, disponiéndose de forma más o menos paralela a los contactos. La razón puede ser debida a causas de naturaleza estructural y modalidad de emplazamiento, a la interacción de la roca granítica s.l. con el encajante (fenómenos de endomorfismo), o bien a la evolución magmática interna del sistema granítico: mediante mecanismos de diferenciación magmática in situ y evolución postmagmática.

La génesis de estas zonaciones no es por tanto un problema sencillo, puesto que pueden originarse a partir de fenómenos diferentes que, en ocasiones, producen convergencias petrográficas y geoquímicas.

En este trabajo nos ocuparemos, principalmente, de la disposición espacial de las facies graníticas de algunos batolitos zonados europeos sobre los que poseemos experiencia personal, para pasar seguidamente a estudiar con más detalle los fenómenos de zonación en algunos batolitos de la provincia de Cáceres, en especial los casos de Cabeza de Araya (también conocido con el nombre de batolito de Cáceres) y de Albalá.

PRECISIONES SOBRE EL CONCEPTO DE POLARIDAD EN LOS FENOMENOS DE ZONACION:

En los batolitos graníticos plurifaciales, la masa plutónica se presenta o bien como cuerpo coalescente sin zonación, o bien como masa zonada o criptozonada. En el primer caso, el batolito es el resultado de la yuxtaposición de cuerpos intrusivos de edades diferentes e igual o distinta composición.

* Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad de Oviedo.

La zonación suele tener polaridad marcada cuando se ha originado preferentemente por procesos internos de diferenciación; sin embargo, la polaridad puede quedar enmascarada o sufrir cambios continuos cuando la zonación se produce por fenómenos de tipo estructural. En efecto, el emplazamiento de diques anulares, «cone sheets» y calderas por fenómenos de subsidencia (ANDERSON, 1936) limita mucho la posibilidad de existencia de una sola polaridad petrográfica o geoquímica del macizo granítico considerado como unidad; hasta tal punto, que hablar de estructuras zonadas en batolitos con facies anulares puede ser conceptualmente objetable. A pesar de todo, preferimos considerar a los complejos anulares como verdaderas estructuras zonadas, puesto que muchas de ellas se producen como resultado de diversas pulsaciones tectono-magmáticas en las que se observa un sentido geoquímico.

Respecto a la polaridad de la zonación distinguiremos entre plutones centrífugos que son aquellos que tienen un sentido de evolución hacia un polo silíceo-alcalino, que ha de situarse en la periferia de los batolitos y plutones centrípetos que, por el contrario tienen bordes más básicos y las facies típicamente graníticas localizadas en el centro del batolito. Este segundo tipo es claramente el más abundante.

EJEMPLOS DE BATOLITOS GRANITICOS CON ESTRUCTURA ZONADA:

Antes de entrar en la consideración de los modelos genéticos, nos detendremos brevísimamente en la disposición de facies en algunos ejemplos representativos muy especialmente en batolitos zonados del hercínico europeo:

Batolitos de Cauterets y Panticosa:

En Panticosa y Cauterets la disposición concéntrica de las facies graníticas tiene un marcado carácter centrípeto que hemos querido expresar mediante flechas indicadoras de la disposición de la facies más ácidas. La fig. (1) muy simplificada y modificada se basa en los trabajos de DEBON (1968, 1972, 1980) DEBON & MOREAU (1973) que han estudiado en detalle estos macizos.

Según las observaciones de este autor el contacto entre las dos facies más externas del macizo de Cauterets es claramente gradual, observándose un tránsito insensible entre los gabros o granogabros (G_1) y la granodiorita azul (G_2).

La polaridad es ambigua en el macizo de Balaitous (Cauterets occidental) ya que si bien entre las facies G'_2, G'_3, G'_4 , la polaridad es centrípeta (al igual que en el Cauterets oriental) existe una facies externa (G'_1) de composición y quimismo muy variable.

Batolitos de Huelgoat y Ploumanac'h:

Fuera ya de la zona pirenaica, encontramos en el dominio Hercínico armoricano dos casos interesantes de plutones graníticos zonados con características petrográficas diferentes.

El batolito de Huelgoat pertenece al conjunto denominado batolito herciniano medio-armoricano por BARRIERE & al (1977). Dentro de esta unidad, el plutón de Huelgoat, que tiene una edad de 305 m.a., corta a formaciones devono-carboníferas y según los datos gravimétricos está enraizado únicamente en su parte septentrional. En la fig. (2) basada en los esquemas de CONQUERE (1969) se observa bien la disposición de las facies: Un granito de megacrístales feldespáticos muy rico en cordierita denominado granito de HUELGOAT (facies idéntica a la de los granitos cordieríticos de Extremadura Central) y tipos graníticos de grano fino (granitos de Leintan) y granitos aplíticos con moscovita (granitos de Coat Mocun). Estos dos últimos granitos no se encuentran en posición central sino apical; es decir que, con respecto a la alcalinidad parece existir disposición centrípeta en el sentido geométrico pero centrífuga en el sentido evolutivo como puede observarse en el corte adjunto.

El batolito de Ploumanac'h (BARRIERE & CHAURIS, 1971), (BARRIERE, 1976, 1977) forma parte de una asociación plutónica subalcalina tardi-orogénica situada en Bretaña septentrional dentro del dominio Domnoneano. Su edad es hercínica (290 m.a. obtenidos por isocrona Rb-Sr sobre roca total).

En la Fig. (3) basada en los trabajos de Barrière se observan bien tres conjuntos anulares: G_1 , formado por G_{1a} (rocas gabroicas) y G_{1b} granitos de grano grueso; G_2 , formado por granitos intermedios; G_3 que constituye la última unidad intrusiva de L'île Grande; El último período intrusivo, dentro de esta última unidad está formado por granitos muy ácidos de afinidad leucogranítica (G_{3b}).

La zonación geométrica, sucesión de facies en el tiempo y la evolución geoquímica marcan una de las polaridades centrípetas más coherentes de los batolitos que hemos tenido ocasión de estudiar.

Batolito de Sta. Eulalia:

Se trata de un macizo granítico epizonal de carácter subvolcánico situado en el alto Alentejo (Portugal). La edad obtenida sobre biotitas por MENDES (1968) es de 281 ± 12 m.a.

En la fig. (4) basada en los trabajos de GONÇALVES (1971) y GONÇALVES & PINTO COELHO (1971) puede apreciarse la forma anular con simetría bilateral algo excéntrica.

El sentido de la polaridad geoquímica marcada por las flechas en la figura es geoméricamente centrífugo pues las facies graníticas de St. Eulalia que ocupan el núcleo, son más calcoalcalinas que los granitos periféricos; sin embargo, hay que tener en cuenta el carácter de intrusión múltiple de este complejo que tiene las facies más jóvenes situadas en el centro del complejo (granito de Sta. Eulalia s.str.).

Las zonas externas están formadas por granitos de feldespato alcalino con biotita y hornblenda y un anillo externo, más precoz de gabros y dioritas incompletamente desarrollado. En esta zona externa la polaridad sería centrípeta.

Montañas Mourne:

El quinto ejemplo de batolito zonado no pertenece al dominio hercínico sino a la provincia Ignea Terciaria Nor-Atlántica (Thuleana). Forma parte de los complejos intrusivos terciarios del N.E. de Irlanda (Mourne Mts., Slieve Gullion y Carlingford).

El batolito de las Montañas Mourne forma dos centros de edades ligeramente diferentes. En nuestro trabajo sólo haremos referencia a las facies graníticas de las montañas Mourne orientales.

En el esquema adjunto (fig. 5), basado en RICHEY (1928), EMELEUS (1955) y EMELEUS & PRESTON (1969) hemos dibujado con trazos discontinuos algunas áreas con facies sometidas a revisión por MEIGHAN (1976).

Las tres secuencias graníticas están formadas por: granitos feldespáticos con ferrohastingsita y biotita (G_1), granito biotítico rico en cuarzo (G_2) y finalmente un granito aplítico biotítico de grano fino (G_3). La disposición de facies en cuanto a petrografía y quimismo es centrípeta y la sucesión de facies respecto al tiempo es igualmente centrípeta y ha sido motivada por el emplazamiento de diferentes facies graníticas por mecanismos de subsidencia de caldera (RICHEY op. cit.) o bien sucesión de pulsaciones diapíricas (WALKER, 1975).

ZONACION EN EL BATOLITO DE CABEZA DE ARAYA:

La cartografía, petrografía y geoquímica han confirmado el carácter plurifacial del batolito de Cabeza de Araya (CORRETGE, 1971), (CORRETGE & GARCIA DE FIGUEROLA 1971). Esta característica viene comunicada, en primer lugar, por la coalescencia de cinco cuerpos intrusivos independientes y en segundo lugar por la existencia de una verdadera zonación en el plutón principal (granitos de Cabeza de Araya s.str.) que está formado por una serie granítica debilmente diferenciada.

La estructura zonada del batolito de Cabeza de Araya consta principalmente de tres facies cartografiables, al menos en gran parte de su superficie (fig. 6):

- Zona periférica de granitos de dos micas con megacristales feldespáticos rica en biotita y cordierita prismática (G_1).

- Zona de núcleo constituida por granitos de dos micas (G₂) ricos en moscovita, de grano grueso y sin megacrístales feldespáticos (G₃).
- Zona de granitos de cúpula formada por granitos aplíticos alcalinos (granitos de «La Zafrilla del Casar»).

El tránsito entre las zonas es prácticamente gradual.

Un hecho que conviene analizar con cuidado es la disposición de los granitos aplíticos. En los casos del batolito de Zarza la Mayor-Ceclavín y del de Cabeza de Araya parece tratarse de una clara diferenciación geoquímica; ahora bien, en este último se encuentran facies aplíticas que han sido intruidas en las zonas de granito de megacrístales. Esta aparente contradicción entre las diferenciaciones in situ y las intrusiones de granito aplítico no existe realmente y en conjunto no son más que dos manifestaciones diferentes de un mismo proceso geoquímico, según veremos más adelante.

La serie de diferenciación de los granitos de Cabeza de Araya s.str.:

A partir de las diferencias petrográficas y geoquímicas (CORRETGE, 1971) hemos podido establecer una tendencia evolutiva entre los granitos de las tres zonas anteriormente citadas. Para ello hemos elegido como tipo de representación los diagramas de LARSEN que han resultado de gran utilidad para nuestros propósitos.

Según este tipo de representación los porcentajes en peso de los diversos óxidos se proyectan con respecto a un parámetro X, que es combinación de varios óxidos:

$$X = 1/3\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{CaO}$$

Como existe un claro antagonismo entre los elementos afectados del signo (+) o (-) en el cálculo de X puede lograrse una mayor dispersión horizontal. Además, según esta representación, todos los puntos figurativos de las componentes numerales quedan muy claramente separados: hornblenda (X = -22), anortita (X = -7), biotita (X = -4), albita (X = +22), cuarzo (X = +33) y ortosa (X = +40). Nótese que no tenemos el problema de la coincidencia de los puntos figurativos de la albita y la ortosa y que, por tanto, este diagrama es bastante adecuado.

En la fig. (7) se observa, con toda claridad, la evolución geoquímica de los elementos mayores. Los granitos de grano grueso sin megacrístales (no porfídicos) ocupan una posición intermedia entre los productos iniciales poco diferenciados (granitos de megacrístales) y los granitos más evolucionados y diferenciados (granitos de «La Zafrilla»). La evolución geoquímica general confirma, por consiguiente, nuestras observaciones petrográficas y de campo. Se trata, por tanto, de una serie de diferenciación centrípeta con correlación positiva SiO₂/X y negativas para los elementos Al₂O₃/X, CaO/X y en menor proporción FeO/X y MgO/X.

BATOLITO DE PORRIÑO:

El batolito de Porriño (Pontevedra), intrusivo en su mayor parte en granitos de dos micas, es otro ejemplo de batolito plurifacial en el Hercínico del NW peninsular. Cartográficamente se observa una zonación de tipo asimétrico (Fig. 8), corroborada a partir de los datos petrográficos y geoquímicos.

Se distinguen en este batolito tres facies principales:

- Granodioritas biotítico-anfibólicas de grano medio a fino, homogéneas y con fenocristales dispersos (G₁). Constituyen masas o enclaves de forma alargada en la parte central del batolito.
- Granodioritas y granitos biotítico-anfibólicos de grano grueso, generalmente porfídicos (G₂), a los que corresponde mayor extensión.
- Granito inequigranular de grano grueso, a veces de color rosado: «Granito de Porriño» (G₃) que constituye una zona periférica en la parte oeste.

Además en el borde NW existe una facies perortósica (G_4) que aflora en bandas muy estrechas con disposición aproximadamente zonada en relación al contacto batolito-encajante.

El tránsito entre los distintos tipos es neto si bien el correspondiente a las facies G_2 y G_3 debe ser revisado.

Los diagramas de Larsen construidos a partir de los datos de los análisis químicos de 40 muestras correspondientes a las facies principales (Fig. 9) muestran una tendencia evolutiva muy clara. La facies principal (G_2) ocupa el campo intermedio entre las granodioritas biotítico-anfibólicas (G_1) de los enclaves centrales que corresponden a los términos menos evolucionados, y el granito inequigranular del borde oeste (G_3) que corresponde a la facies más diferenciada, indicando una evolución por diferenciación centrífuga bastante clara.

CRIPTOZONACION Y ZONACION:

Hasta ahora hemos considerado las diversas facies de un batolito zonado como unidades en general homogéneas. La zonación se manifiesta por tanto, más que en las pequeñas variaciones de la petrografía y quimismo de las rocas plutónicas por la existencia de facies petrográficas zonadas, macroscópicamente diferenciables. La zonación es, sin embargo, un fenómeno mucho más sutil, a veces no observable pero existente en muchos batolitos prácticamente homogéneos. Denominaremos por tanto a este tipo de zonación con el nombre de criptozonación.

Las investigaciones cuantitativas llevadas a cabo partiendo de los métodos utilizados por WHITTEN (1959) con técnicas de regresión múltiple, llevan a la conclusión que el comportamiento geoquímico y mineralógico no es forzosamente isomorfo para los diferentes elementos y minerales constituyentes de la roca. Este fenómeno es muy llamativo en algunos ejemplos, tal como el plutón de Cairnsmore of Fleet (S.W. de Escocia) PARSLOW (1971).

En el batolito de Albalá (sur de Cáceres capital) fig. (5) hemos utilizado la técnica de «trend surface analysis» basándonos en los datos analíticos de PENHA (1973) contrastados con nuestros propios datos y observaciones. El método utilizado ha sido programado por WHITTEN (1963).

En la fig. (10) se han representado los mapas de isopletas de superficies lineales más cuadráticas más cúbicas para los óxidos MgO , Fe_2O_3 , SiO_2 y K_2O . La bondad de ajuste, expresada como suma de cuadrados tiene la siguiente expresión:

$$SS = \frac{(\text{suma de los cuadrados de valores } X_n \text{ computados})}{(\text{suma de los cuadrados de los valores } X_n \text{ observados})} \times 100$$

En el caso del MgO hemos representado las isopletas de forma más pormenorizada dado que es el óxido que mayor bondad de ajuste presenta. Para los restantes elementos sólo se dan isopletas orientativas de máximos y mínimos.

A la vista de los resultados podemos comprobar una vez más, que nos encontramos ante un batolito que presenta una diferenciación con el polo ferromagnesiano situado en la periferia, es decir una zonación centrípeta. El contenido en estos elementos varía crípticamente dentro de las zonas de diferenciación que son similares a las descritas en el batolito de Cabeza de Araya.

LA ZONACION Y SUS PROCESOS GENETICOS:

Hemos visto algunos ejemplos que, en conjunto, pueden abarcar los principales tipos de mecanismos genéticos en la producción de estructuras concéntricas o zonas s.l.

Las diversas hipótesis que se encuentran en la literatura sobre el tema, forman un amplio abanico que va desde el metasomatismo postmagmático a la diferenciación magmática in situ, pasando por otras teorías (transformación al estado sólido de materiales microgranudos

pregraníticos (DIDIER & ROQUES 1960, 1963); frentes de basificación y de granitización (REYNOLDS, 1946); diferenciación tectónica (TUOMINEN, 1966), etc., etc.

En el caso de la zonación de los batolitos circunscritos, solamente pueden tener importancia cuatro tipos de procesos: a) Intrusiones múltiples, b) Diferenciación magmática in situ, c) Procesos de asimilación, d) Diferenciación tardimagmática y postmagmática.

El primer proceso requiere la individualización de diferentes conjuntos estructurales dentro de un mismo macizo. La sucesión espacial y temporal es una cuestión cartográfica a resolver con criterios de estructurología de rocas graníticas.

El endomorfismo del material granítico por procesos de asimilación no debe generalizarse como mecanismo general o parcial de zonación a no ser que existan evidencias claras de tal contaminación. Un ejemplo de endomorfismo claro es el observable en los granitos calcoalcalinos biotíticos de Béjar y áreas adyacentes (UGIDOS, 1976) donde los cristales de cordierita observados en una amplia zona del granito son idénticos a los encontrados en los productos anatócticos de las rocas encajantes producidas por una migmatización «cordierítica» similar a la descrita por ZOUBECK (1927) y KRUPICKA (1968) en Checoslovaquia.

En la génesis de zonaciones los procesos de diferenciación in situ, bien magmática o postuma (tardimagmática o postmagmática) son los más importantes. Estos procesos son perfectamente compatibles con otros; de tal manera que es muy normal encontrar plutones con estructuras anulares producidas por intrusiones múltiples que tienen, dentro de cada zona, o conjunto de zonas, una evolución geoquímica y petrografía general compatible con los términos de una diferenciación, tal como hemos visto en los ejemplos citados anteriormente. En otros casos puede demostrarse la existencia de contaminación local muy subordinada a los procesos de diferenciación que controlan la química global de algunos plutones TAYLOR (1976).

Según los trabajos de TAUBENECK (1967), KARNER (1970), KARNER & BERTRAM (1972), RAGLAND & BUTLER (1972) y otros autores, la zonación por cristalización magmática requiere una cristalización fraccionada desde el borde hasta el centro del plutón. La primera prueba de este proceso es el enriquecimiento diferencial, en las zonas marginales del plutón, en minerales cristalizados en épocas muy tempranas de la evolución magmática. Uno de los ejemplos más interesantes es el granito de Malsburg en la Selva Negra (REIN, 1962) donde se puede apreciar por métodos petrográficos una variación cuantitativa espacial en las cantidades de apatito, circón, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y hornblenda. La biotita y plagioclasa se concentran preferentemente en los bordes mientras que hacia el centro del plutón se observa un aumento en la cantidad de cuarzo.

El gradiente térmico que se establece entre la periferia y centro de los plutones se traduce incluso en variaciones físicas y ópticas de determinados minerales. En el batolito de White Creek (Columbia Británica) MURSKY (1972), mediante el índice de ordenación (I.O.) ha observado como las plagioclasas periféricas son de mayor temperatura que las de las unidades centrales lo que parece corroborar la idea de una diferenciación geoquímica y petrográfica hacia el corazón del batolito.

Aparte de la obvia diferenciación hacia un polo silíceo y alcalino en los procesos de diferenciación de rocas graníticas, hay autores que condicionan la aceptación de una diferenciación magmática «in situ» a la existencia, dentro de cada zona, de una evolución silíceo-alcalina continua similar a la que puede observarse en las diferentes zonas entre sí. Es decir, existencia de zonación completamente uniforme. Puede objetarse, sin embargo, que en muchos macizos graníticos los criterios petrográficos y geoquímicos permiten hablar de verdaderas secuencias continuas sin que éstas verdaderamente existan según criterios de campo. La existencia de contactos discordantes entre las unidades no significa forzosamente ausencia de diferenciación sino posiblemente discordancia o desenraizamiento de facies que es radicalmente distinto.

El problema de la composición inicial del magma y de sus fracciones (diferenciadas o no) que tienen relaciones intrusivas puede resolverse bastante bien en plutones disarmónicos con estructuras anulares y bordes de enfriamiento entre los respectivos contactos. Estos bordes representan una caída brusca de temperatura, un efecto de «congelamiento» rápido de la roca; por tanto su composición representa la composición original del magma. En ausencia de

contaminación, equivale a la composición media del conjunto de las facies o unidades graníticas diferenciadas. RAGLAND & col. (1968), HUTCHINSON (1956). Si el borde de enfriamiento se produce en una zona interior (tal como la que se observa por ejemplo entre las unidades G₂ y G₃ de las montañas Mournel) su composición debe representar la composición media de esa zona.

MODELO GENETICO PARA ZONACIONES TIPO CABEZA DE ARAYA:

La serie de diferenciación anteriormente descrita sigue la tónica general centrípeta durante su evolución puramente ortomagmática. La fraccionación comienza en los bordes y avanza hacia el centro del plutón. Este modelo es similar al propuesto por VANCE (1961) para algunos batolitos del Norte de América; sin embargo, en los plutones tipo Cabeza de Araya debido a la extraordinaria riqueza en volátiles se produce una diferenciación de techo muy similar a la encontrada en Zarza La Mayor-Ceclavín (CORRETGE 1969, 1971), GARCIA DE FIGUERO-LA & al (1971). Esta diferenciación no se produce únicamente en la parte superior del plutón ya que toda la masa de granito de grano grueso es más rica en volátiles que la zona periférica de megacristales (fig. 11).

La concentración previa de volátiles y fases residuales ha podido realizarse bien por el mecanismo «silicate transfer of the volatiles» de BOWEN (1928) o bien por células de convención térmica tal como explica KARNER (op. cit.) en el plutón Tunk Lake.

Poco a poco los volátiles y fluidos residuales tienden a concentrarse en la parte superior de la cámara magmática actuando de móviles para algunos silicatos tales como sílice, ortosa y albita (TUTTLE & BOWEN, 1958).

La diferenciación por difusión de fluidos supercríticos que dura a lo largo de toda la etapa magmática y postmagmática del batolito de Cabeza de Araya parece haber producido facies aplíticas por encima de las facies de grano grueso (parte del carácter aplítico viene conferido por los minerales blásticos que han cristalizado tardíamente en una roca posiblemente ya consolidada).

En algún momento de la evolución del sistema granítico, parte del líquido aplítico ha salido por fisuras para formar así «plugs» y diques en las masas de granitos de megacristales.

El conjunto de granito de grano grueso-granito aplítico ha podido gozar de una cierta aloctonía y parcialmente se ha desenraizado. Este hecho parece confirmarse puesto que en algunos lugares desaparecen las facies de megacristales intruidas por los granitos de grano grueso. En conjunto este esquema puede conducir a tres afirmaciones importantes en plutones tipo Cabeza de Araya:

1. Los granitos de megacristales y los de grano grueso de dos micas no son más que dos términos de un mismo proceso evolutivo. Este factor elimina la necesidad de contemplar la existencia de dos intrusiones distintas no consanguíneas.
2. Los granitos aplíticos proceden igualmente de un proceso de diferenciación general.
3. Los aplogranitos y aplitas póstumadas, a pesar de su carácter intrusivo, pueden estar relacionados con el mismo fenómeno general que proponemos y han podido intruir a través de diaclasas A o L en la etapa tardimagmática.

En conclusión, según nuestro esquema los procesos de diferenciación finales son tardimagmáticos y postmagmáticos, idea que ha podido ser corroborada en otros granitos hercínicos europeos como el granito de Flossembürg (Norte de Baviera) FISCHER, (1964) in Madel, MADEL (1975) que presenta igualmente estructuras que ponen en evidencia procesos de diferenciación geopetal.

El fraccionamiento descrito en Flossembürg es, como en nuestro caso, doble; por un lado de los bordes al centro y por otro del centro hacia el techo. Este último fenómeno se manifiesta muy bien en los sondeos realizados en el batolito donde se observa que la biotita aumenta hacia el núcleo a la vez que los neises situados en el techo contienen una impregnación muy fuerte de topacio que acompaña posiblemente a las fracciones de magma muy fraccionadas y ricas en álcalis que se inyectan en el techo del plutón.

AGRADECIMIENTOS:

Agradecemos a los investigadores de las Universidades de Brest, Belfast, Lisboa y St. Andrew que han mostrado, en diferentes excursiones a uno de los autores de este trabajo (L.G.C.) algunos de los ejemplos considerados en el artículo, en especial al Dr. M. Barrière por las jornadas de campo y discusiones en el batolito de Ploumanac'h.

Parte de este estudio ha sido realizado con la ayuda de un ordenador UNIVAC 1108, a través de una terminal DCT 2000 instalada en el Centro de cálculo de la Universidad de Salamanca. Agradecemos al personal del centro sus atenciones y colaboración.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, E. M. (1936): «The dynamics of the formation of cone sheets ring dykes and cauldron subsidences». *Proc. Royal Soc. Edimburg*, 56, pp. 128.
- BARRIERE, M. (1976): «Architecture et dynamisme du complexe éruptif centré de Plounamc'h (Bretagne)». *Bull. du B.R.G.M.* 1, 3, 247-295.
- BARRIERE, M. (1977): «Le complexe de Plounmanac'h, Massif Armoricaïn Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardi-orogénique», Thèse, Brest, 291 pp.
- BARRIERE, M. & CHAURIS, L. (1971): «Individualisation de trois ensembles structuraux dans le massif granitique de Plounmanac'h (Côtes-du-Nord)», *C.R. Acad. Sci.* 273, 1779.
- BARRIERE, M.; DARBOUX, J. R. & PELHATE, A. (1977): «Sur l'Activité structurante du Batholite-hercynien Medio-Armoricaïn», *Reun. Ann. Sci. de la Terre*, p. 42.
- BOWEN, N. L. (1928): «The evolution of Igneous Rocks», Dover Pub. New York, 333 pp.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, L. G. & FLOOR, P. (1973): «Les granitoïdes varisques de la Meseta iberique», *Bull. Soc. Geol. de France*, XV, n° 3-4, 209-228.
- CONQUERE, F. (1969): «Le massif granitique de Huelgoat (Nord-Finistère)», *Mém. du Muséum Nat. D'Hist. Natur.* Serie C, XXI, 1, 42 pp.
- CORRETGE, L. G. (1969): «Las diferenciaciones aplíticas cupuliformes en la Tonalita de Zarza La Mayor-Ceclavín (Cáceres) y su interpretación petrogenética», *Ac. Geol. Hisp. t. IV*, n° 5, 119-123.
- CORRETGE, L. G. (1971): «Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)», Tesis, Universidad de Salamanca, 2 tomos, 453 pp.
- CORRETGE, L. G. & GARCIA DE FIGUEROLA L.C. (1971): «Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal de Cañaverál y la sierra de San Pedro (Cáceres)», *Congr. Hisp. Luso Amer. de Geol. Econ.* E-1-17, 183-195.
- CORRETGE, L. G.; UGIDOS, J. M. & MARTINEZ, F. J. (1977): «Les series granitiques varisques du secteur centre-occidental espagnol», *La Chain. varisques d'Europe moyenne et occidentale*, coll. Intern. CNRS, Rennes n° 243, 453-461.
- DEBON, F. (1968): «Sur l'existence de structures concentriques dans le massif granitique de Caunterets (Pyrénées Occidentales)», *Scien. de la Terre*, tom. XIII, 1, 65-78.
- DEBON, F. (1972): «Massifs Granitiques de Caunterets et Panticosa (Pyrénées occidentales)», *Bur. Rech. Geol. Min.* 37 pp.
- DEBON, F. (1980): «Genesis of three concentricly-zoned granitoid Plutons of Caunterets-Panticosa (French and Spanish Western Pyrenees)», *Geol. Rundschau* 69, 1, 107-130
- DEBON, F. et MOREAU, H. (1973): «Nouvel exemple de massif granitique a structure concentrique: le massif de Panticosa (Pyrénées Aragonaises)», *Mém. de la Soc. Linnéenne de Bordeaux*, N° 1, 1-13.
- DIDIER, J. & ROQUES, M. (1963): «Le problème des enclaves des roches granitiques», *C.R. 88 Congr. Mat. Soc. Sav., Clermont-Ferrand (1963)*, t. II, 87-90.
- EMELEUS, C. H. (1955): «The granites of the Western Mourne Mountains, County Dow», *Scient. Proc. R. Dubl. Soc.* 27, 35-50.
- EMELEUS, C. H. & PRESTON, J. (1969): «Field excursion guide to the Tertiary volcanic rocks of Ireland», Edit. E. H. Francis, Belfast 70 pp.
- FISCHER, G. (1964). «Ein Beitrag zur stofflichen Verteilungsanalyse», *N. db. Miner. Monath*, 9-11, 269-283.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGE, L. G. & SUAREZ, O. (1971): «Estudio petrológico de la formación plutónica de Zarza La Mayor (Provincia de Cáceres)», *Bol. Geol. Min.* T. 82-83-84, 217-233.
- GONÇALVES, F. A. (1971): «Subsidios para o Conhecimento Geológico do Nordeste Alentejano», Tesis Univers. de Lisboa, 62 pp.
- GONÇALVES, F. A. & PINTO COELHO, A.V.T. (1971): «Nota prévia sobre o provável caracter subvulcânico do maciço granítico de Santa Eulalia (Alto Alentejo)», *Bol. Geol. Min.* T 82-83-84, 291-298.
- HUTCHINSON, R. M. (1956): «Structure and petrology of the Enchanted Rock Batholith, Llano and Gillespie Counties, Texas», *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 67, 6, 763-806.
- KARNER, F. K. (1970): «Evidence for convection as a cause of zoning in granitic plutons». *Abstrac. with Programs part. 7*, *Geol. Soc. of. Am. Ann. Meeting Milwaukee, Wisconsin.*
- KARNER, F. K. & BERTRAM, R. E. (1972): «Modal variation in Granitic Units of the White Mountains-Volcanic Series, New Hampshire», 24 Th, I.G.C. (Canadá), Section 2 164-170.
- KRUPICKA, J. (1968): «The contact zone in the north of the Moldanubian pluton», *Krystalinikum* 6,7.

- MADEL, J. (1975): «Geochemical structures in a multiple intrusion granite massif», N. db. Miner. Abh 124, 2 103-127.
- MEIGHAN, J. G. (1976): «A revision of the Tertiary granites in the E. Mourne Centre», db. geol. Soc. Lond, 132, 700 (Abstract).
- MENDES, F. (1968): «Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium des formations cristallines du Portugal», Bol. Museu e Lab. Min. e Geol. Fac. Ciências Univ. Lisboa, vol. 11, 3-157.
- MURSKY, G. (1972): «Origin and significance of zonation in a Granitic Intrusion», 24 th, I.G.C. (Canada), Section 2, 181-190.
- PARSLOW, G.R. (1971): «Variations in mineralogy and major elements in the Cairnmore of Fleet granite, S. W. Scotland», Lithos 4, 43-55.
- PENHA, M. H. (1973): «Caracteres metalogenéticos de los yacimientos intragraníticos españoles de Uranio», Tesis, Univ. de Salamanca.
- RAGLAND, P. C.; BILLINGS, G. K. & ADAMS, J. A. S. (1968): «Magmatic differentiation and autometasomatism in a zoned granitic batholith from central Texas, U.S.A.», Intern. Ser. Monogr. Farth Sci. G.B. 30, 795-823, Pergamon Press.
- RAGLAND, P. C. & BUTLER, J. R. (1972): (1972): «Crystallization of the West Farrington Pluton, North Carolina. U.S.A.», Journ. of Petrology, 13, 381-404.
- REIN, G. (1962): «Die quantitativ-mineralogische Analyse des Malsburger Granitplutons und ihre Anwendung auf Intrusionsform und Differentiationsverlauf», Jahresh, Geol. Landesamt Baden-Württemberg, 5, 53-115.
- REYNOLDS, D. L. (1946): «The sequence of geochemical changes leading to granitization», Quart. J. Geol. Soc. London, 102, 389-446.
- RICHEY, J. E. (1928): «The Structural Relations of the Mourne Granites (Northern Ireland)», Quart. J. Geol. Soc. London, 88, 653-688.
- TAUBENECK, W. H. (1976): «Geology of the Elkhorn Mountains, northeastern Oregon: Bald Mountain Batholith», Bull. Geol. Soc. Amer. 68, 181-238.
- TAYLOR, W. P. (1976): «Intrusion and differentiation of granitic Magma at a High Level in the Crust: the Puscao Pluton, Lima Province, Perú», Journ. of Petrology 17, 194-218.
- TUOMINEN, H. U. (1966): «Structural Control of Composition in the Orijärvi granodiorite», Bull. Soc. Geol. Finland 38, 311-329.
- TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. L. (1958): «Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{MaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ », Geol. Soc. Am., Mem. 74, 1-153.
- UGIDOS, J. M. (1976): «Significado petrológico de Cordierita, Sillimanita y Andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Bejar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres)», Studia Geológica X, 31-43.
- VANCE, J. A. (1961): «Zoned granitic intrusions an alternative hypothesis of origin», Bull. Geol. Soc. Am. 72, 1723-1727.
- WALKER, G. P. L. (1975): «A new concept of evolution of the British Tertiary intrusive centres», Jl. geol. Soc. Lond 131, 121-141.
- WHITTEN, E. H. T. (1959): «Composition trends in a granite: Modal variation and ghost stratigraphy in part of the Donegal granite Eire», J. Geophys. Res. 64, 835-848.
- WHITTEN, E. H. T. (1963): A surface-fitting program suitable for testing geological models which involve areally-distributed data», Technical report n° 2 of ONR Task n° 389-135, Northwestern University, Evanston, Illinois.
- ZOUBECK, V. (1927): «Le métamorfisme d'injection et le métamorfisme de contact dans les environs de Pelhrimov (Res)». Sbor. Stat. geol. Ust. 13, 483, Praha.

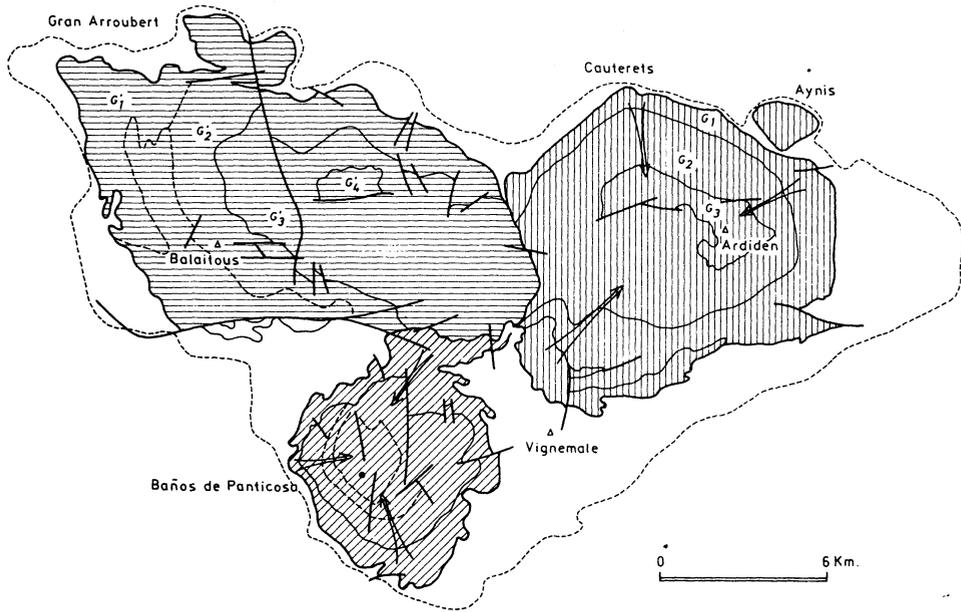


Fig. 1. — Disposición cartográfica de las facies graníticas en los batolitos de Caunterets y Panticosa. Las flechas señalan la situación de las facies más ácidas. (Basado en DEBON 1968, 1972 y 1980).

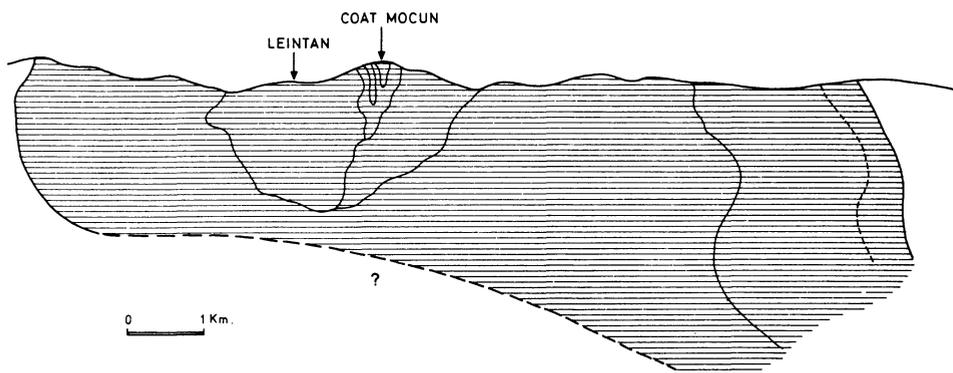
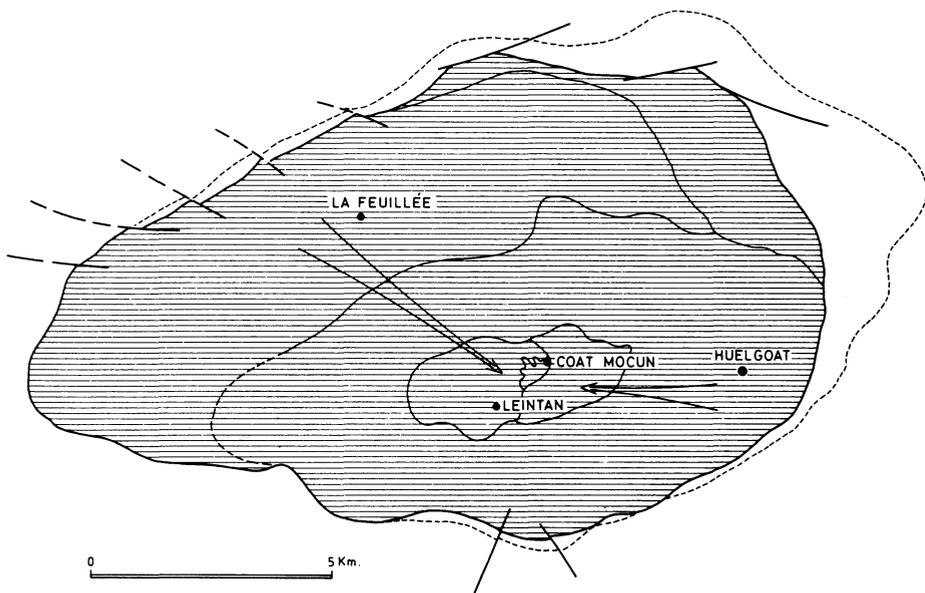


Fig. 2.—Disposición de las facies graníticas en el batolito de Huelgoat. (Basado en CONQUERE, 1969).

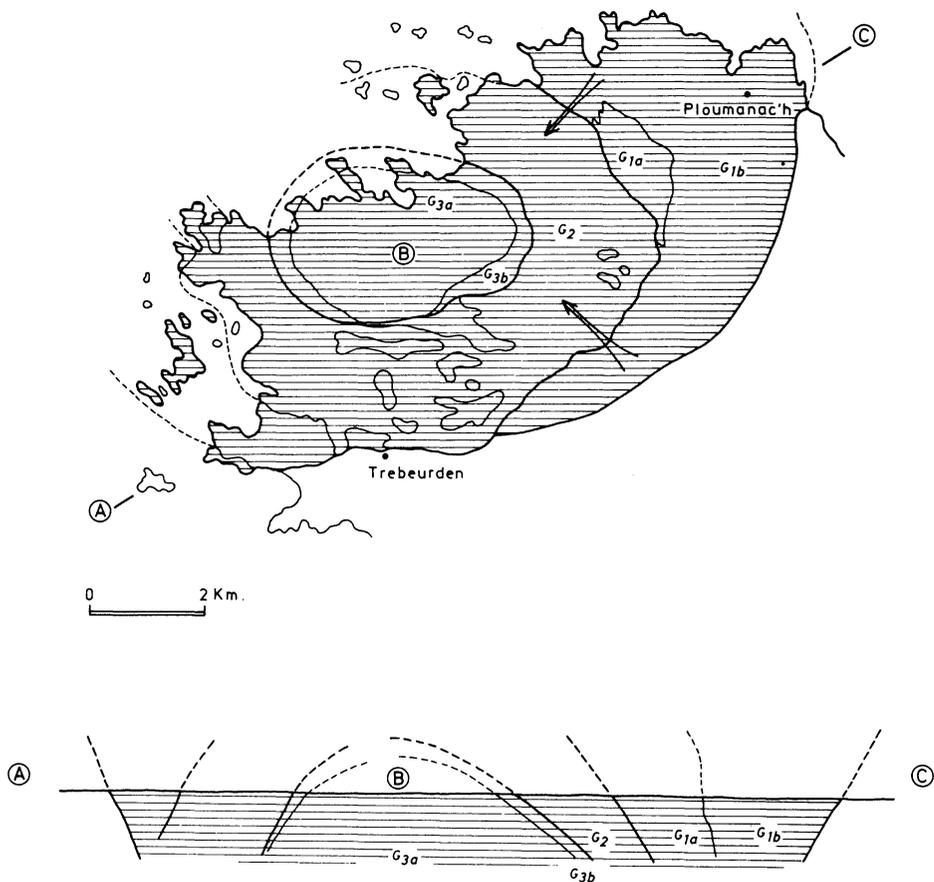


Fig. 3.—Esquema cartográfico y corte geológico del batolito anular de Ploumanac'h. (Basado en BARRIERE, 1976, 1977).

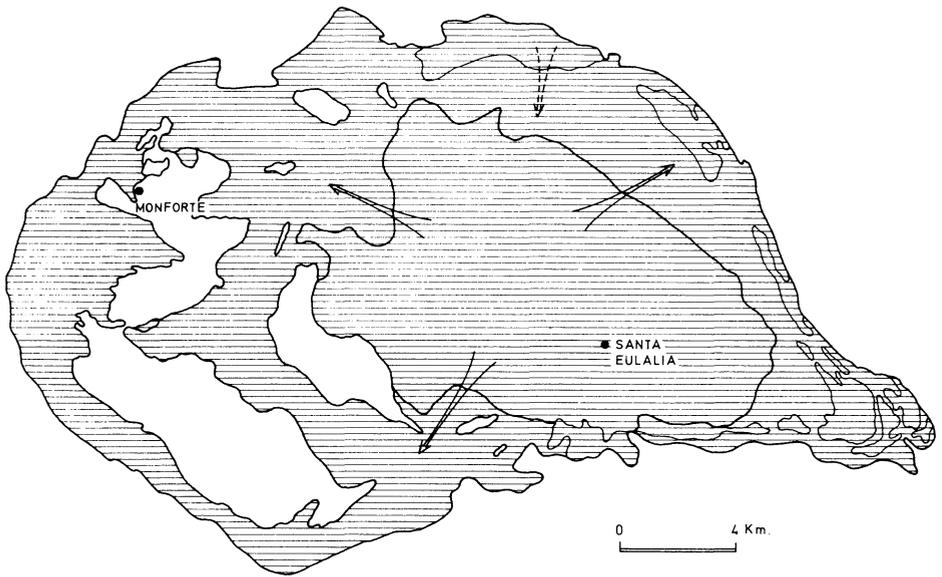


Fig. 4. —Batolito de Sta. Eulalia. Esquema basado en la cartografía de GONÇALVES, 1971.

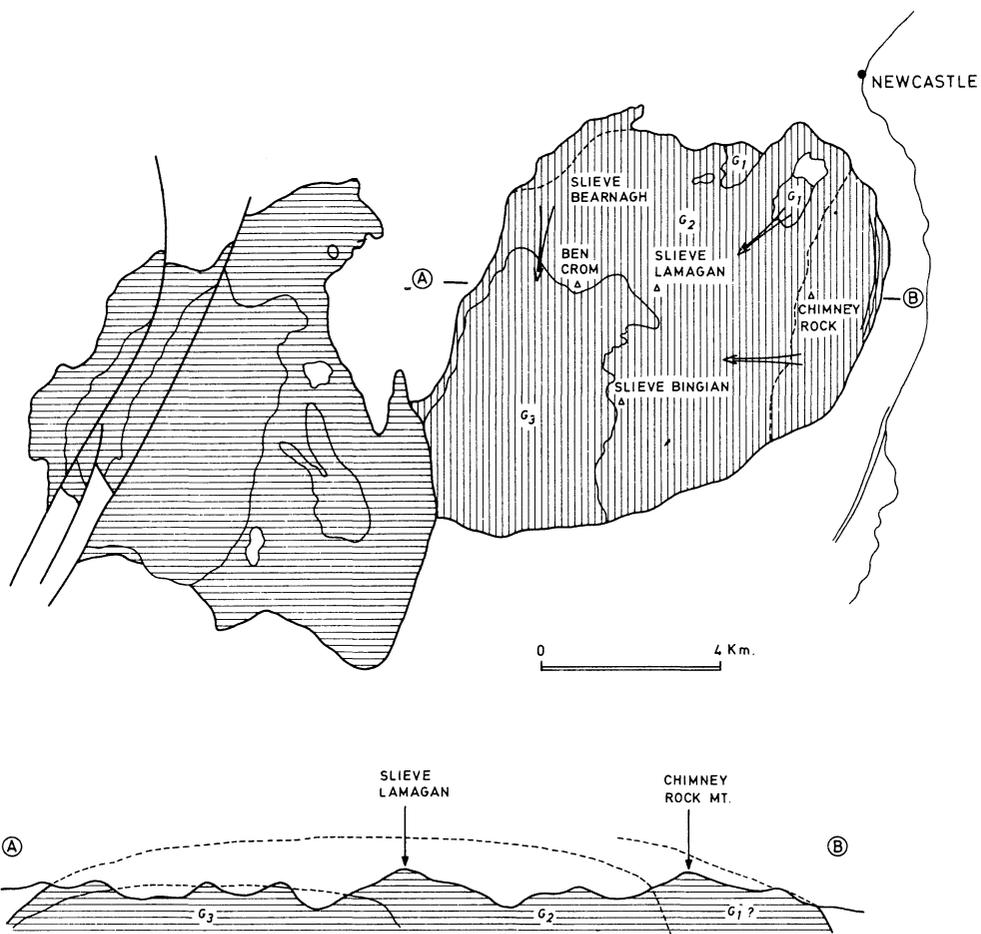


Fig. 5. — Cartografía esquemática y corte geológico del centro intrusivo de las Mourne Mts. Basado en RICHEY (1929); EMELEUS (1955); EMELEUS & PRESTON (1969) y MEIGHAN (1976).

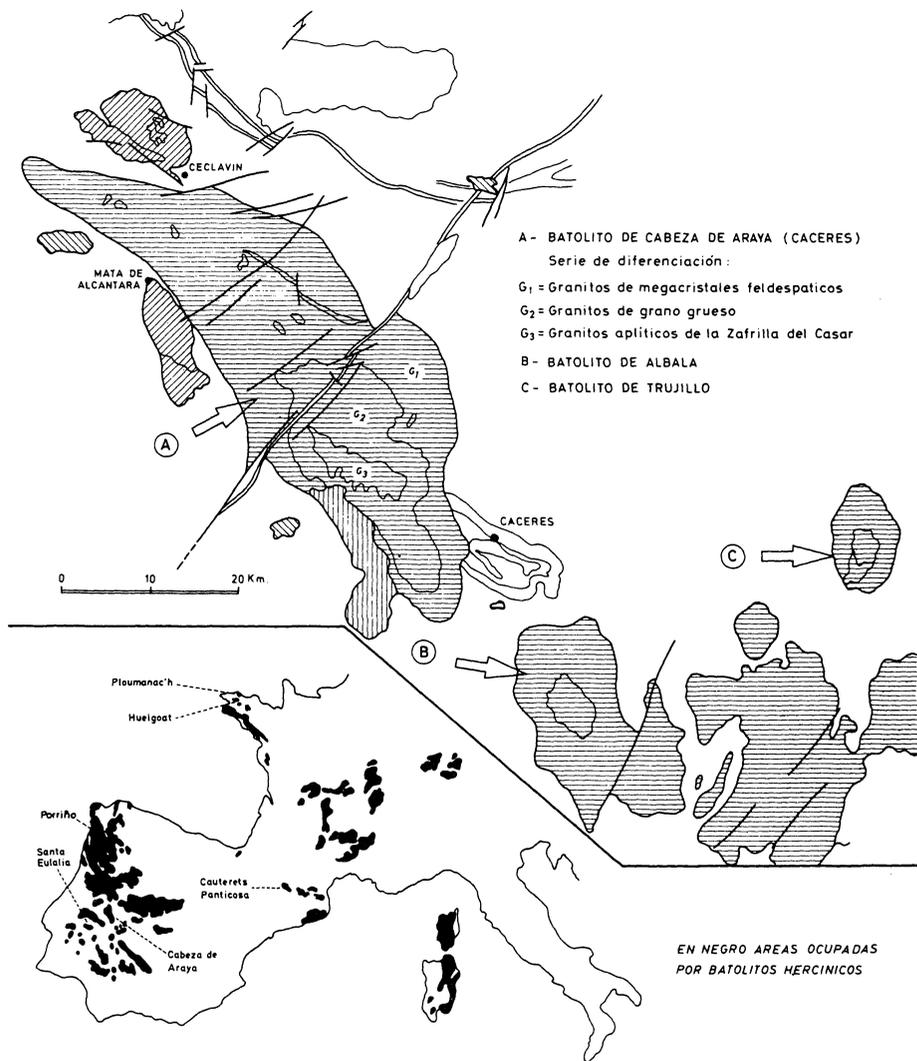


Fig. 6. — Esquema muy simplificado de las facies de la serie de diferenciación del batolito de Cabeza de Araya. Basado en la cartografía de CORRETGE, (1971).

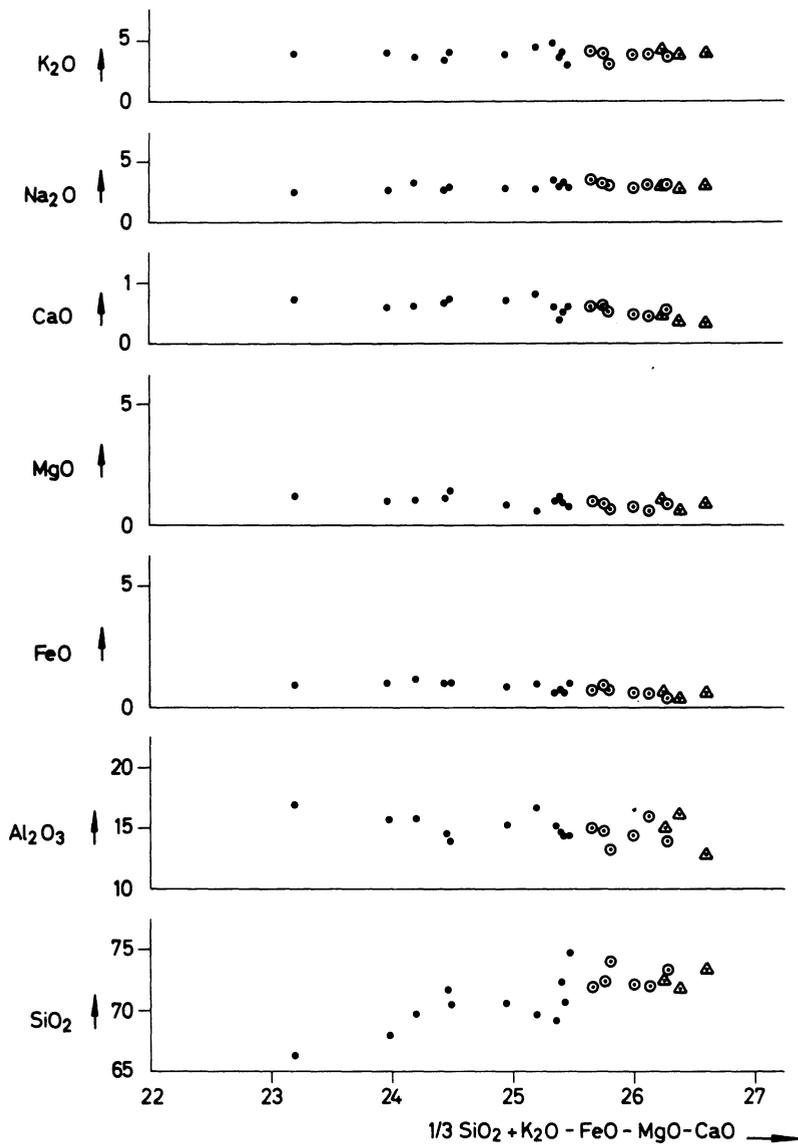


Diagrama de Larsen.- Puntos : granitos de megacristales.
 circulos : granitos de grano grueso no porfídicos.
 triangulos : granitos de "La Zafrilla".

Fig. 7. — Diagramas de Larsen para los granitos de la serie de diferenciación de Cabeza de Araya.

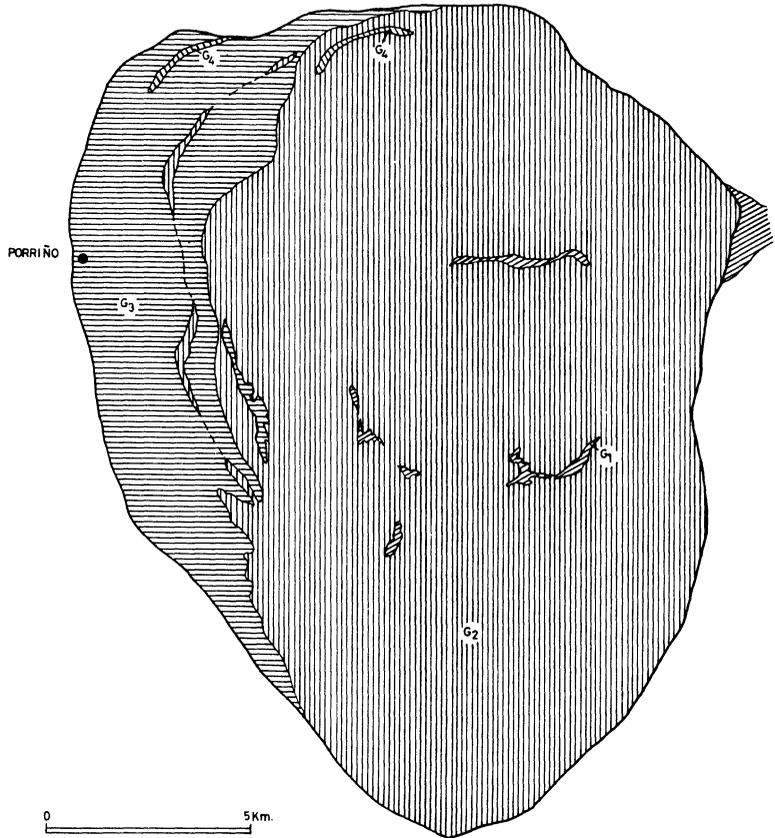


Fig. 8. — Esquema geológico de las principales facies del batolito de Porriño. Esquema basado en la cartografía de las hojas geológicas n.ºs 223, 224, 261, 262 del Mapa Geológico Nacional 1/50.000.

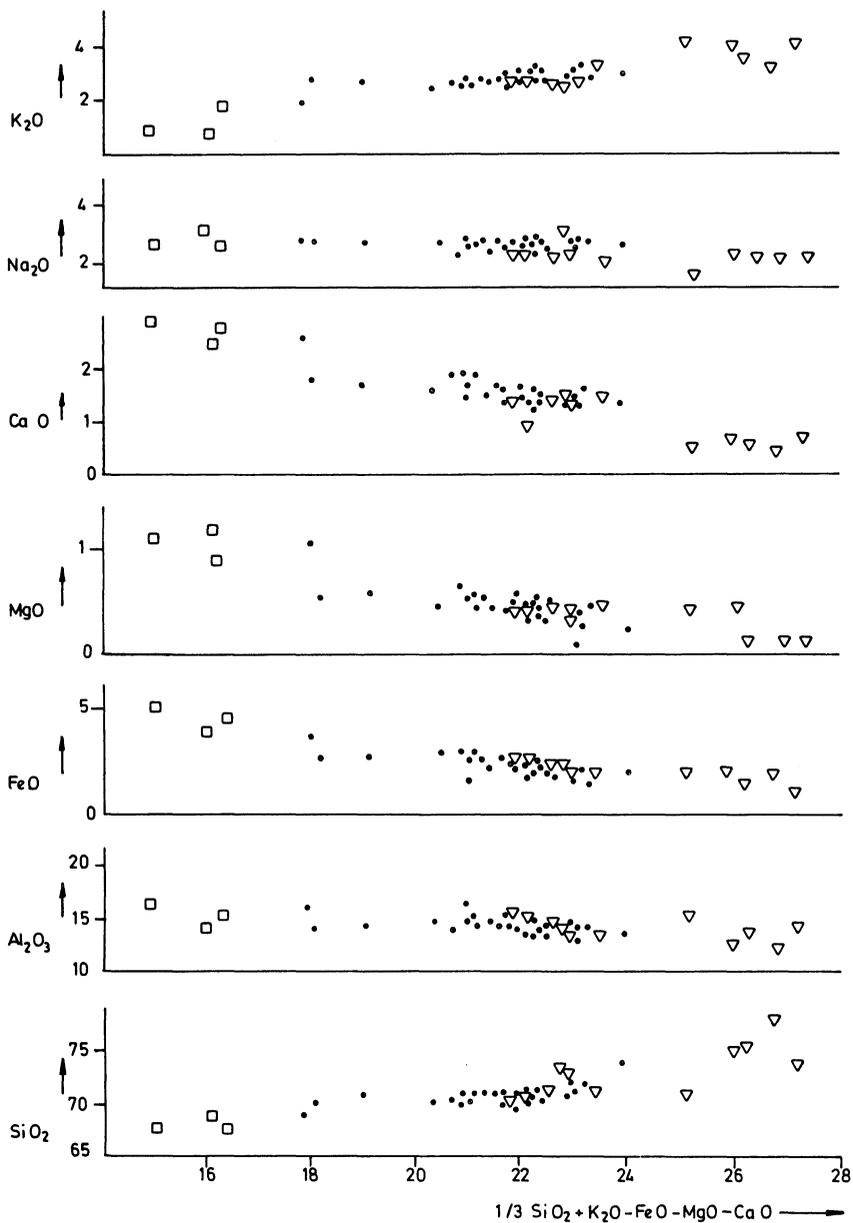


Diagrama de Larsen.-

- -Granodioritas y granitos biotítico-anfibólicos de grano grueso porfídicos.
- ▽ -Granito equigranular biotítico de grano grueso (Granito de Porriño).
- -Granodiorita biotítico-anfibólica de grano medio a fino, homogénea, con fenocristales dispersos.

Fig. 9. — Diagramas de Larsen para las rocas graníticas del batolito de Porriño.

MAPA DE ISOPLETAS EN EL BATOLITO DE ALBALA
SUPERFICIE LINEAL MAS CUADRATICA MAS CUBICA

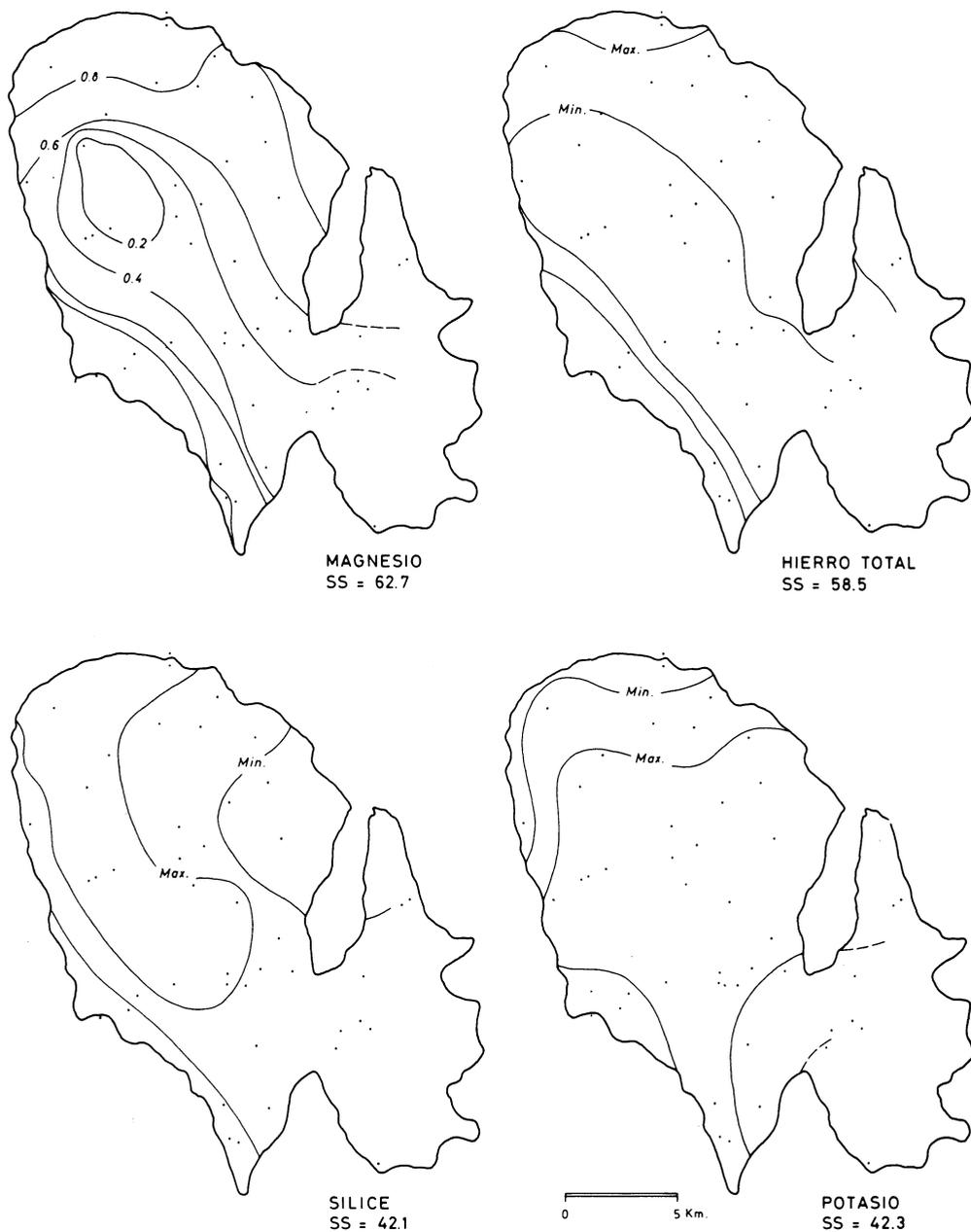


Fig. 10. —Distribución geoquímica de algunos elementos en el batolito de Albalá.

**EVOLUCION DE LAS FACIES DE DIFERENCIACION DEL BATOLITO DE
CABEZA DE ARAYA**

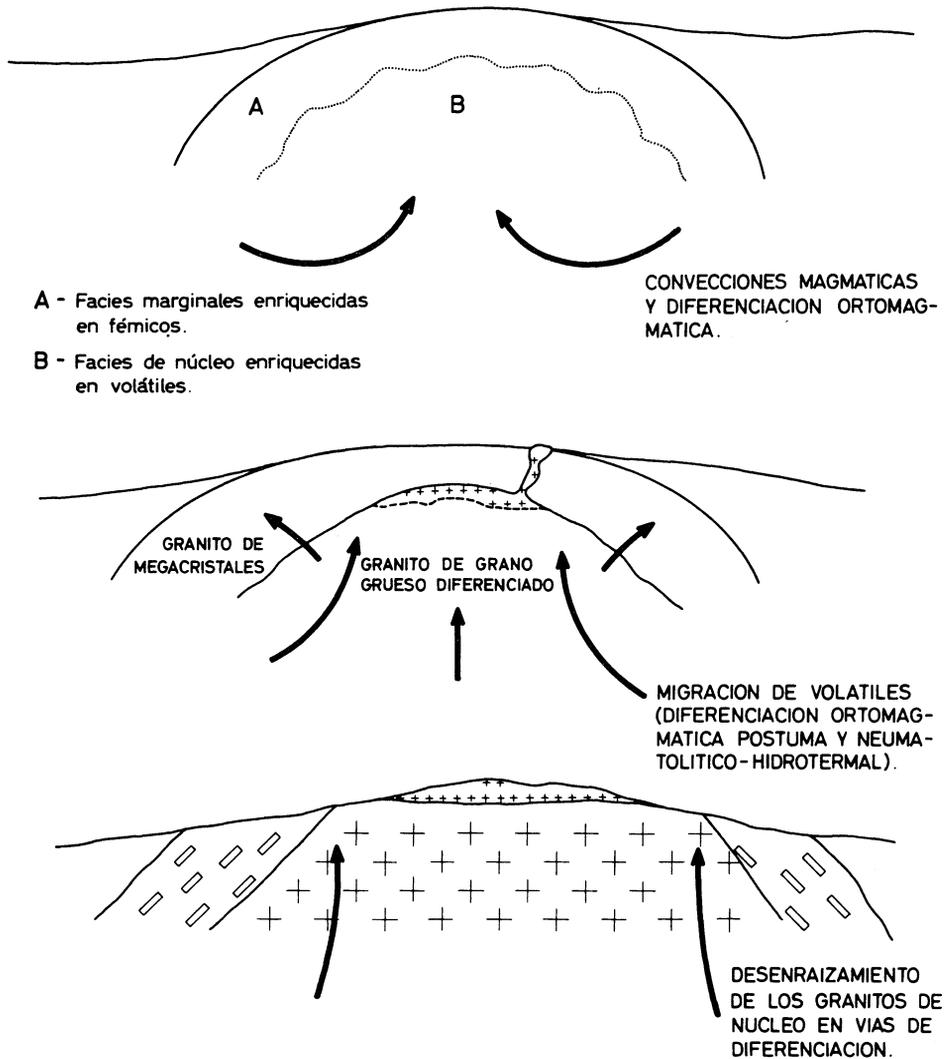


Fig. 11. — Esquema de evolución de las facies de diferenciación del batolito de Cabeza de Araya.