

Petrología y Geoquímica de las rocas filonianas de la región Muxia-Finisterre (Galicia, NW España)

Por J. I. GIL IBARGUCHI

Departamento de Petrología, Universitat Autònoma de Barcelona, Bellaterra, Barcelona.

RESUMEN

Se estudian las rocas filonianas post-tectónicas de la región Muxia-Finisterre. El conjunto de filones se dispone en dos estructuras anulares sub-concéntricas. Su emplazamiento se relaciona con la intrusión de los granitoides de la serie de las «granodioritas tardías». La estructura zonada de los filones y los datos de composición química sugieren el relleno de las fracturas anulares por dos magmas diferentes, el primero similar al magma calco-alcalino que genera las «granodioritas tardías» y el segundo, más básico, probablemente relacionado con magmas más profundos comparables a los que dan lugar a los enclaves o «precursores» básicos de composición gabbro-diorítica encontrados en las mismas.

SUMMARY

This paper deals with the post-kinematic dykes from the Muxia-Finisterre region. The dyke complex forms two sub-concentric ring-shaped structures. Their emplacement seems to be related to the intrusion of granitoids belonging to the «younger granodiorites» series. The chemical compositions as well as the zoned structures of those dykes suggest that the filling of the fractures was caused by two different magmas. The first one being similar to the calc-alkaline magma which gives rise to the granodiorites, while the second is more basic and is probably related to deeper magmas that produce the basic enclaves or «precursors» of gabbro-dioritic composition found within those granodiorites.

INTRODUCCIÓN

En la región de Muxia-Finisterre existe un gran número de filones que cortan las estructuras hercynianas, siendo intrusivos en todas las rocas de la zona incluso en las granodioritas tardías en macizos circunscritos con las cuales a veces entran en contacto. Todos los filones muestran una disposición próxima a la vertical con contactos netos con el encajante. Presentan orientaciones variables, NNE-SSW a NNW-SSE pasando por direcciones E-W. Observando el mapa (fig. 1) puede constatarse que definen dos estructuras sub-circulares más o menos

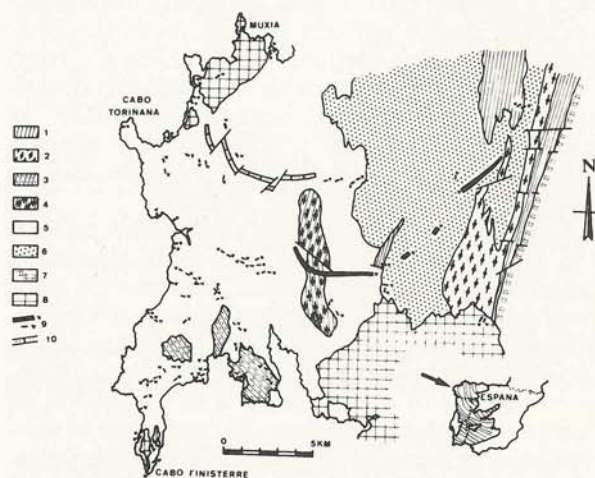


Figura 1: Mapa geológico simplificado de la región Muxia-Finisterre (Galicia, NW España). 1, metasedimentos mesozonales; 2, gneises glandulares mesozonales; 3, metasedimentos migmáticos; 4, gneises glandulares migmáticos; 5, nebulitas y granitos inhomogéneos anatócticos; 6, leucogranitos; 7, granodioritas sin-tectónicas; 8, granodioritas a monzogranitos post-tectónicas; 9, pórfidos graníticos; 10, pórfidos monzoníticos.

concéntricas. La primera está formada por un filón monzogranítico y una serie de rocas asociadas, situado al E del Cabo Toriñana; la segunda, un poco más al Sur, está constituida por microgranitos que atraviesan la región desde la Ría de Lires hasta la parte sur de los micaesquistos de Vimianzo. El centro de estas estructuras anulares se situaría fuera de la región estudiada, unos kilómetros al norte del granito de Muxia, aproximadamente a la altura del granito de Traba (también post-tectónico). Los

macizos de Muxia y Finisterre también aparecen rodeados de filones, no obstante, en estos casos el desarrollo de una estructura anular no es muy evidente (cf. también Parga Pondal, 1956, 1966, Woensdregt, 1966).

La disposición actual de las rocas filonianas sugiere una estrecha relación entre el emplazamiento de las granodioritas tardías y el desarrollo de las estructuras anulares; de todas formas este tema será abordado de nuevo tras el estudio petrográfico de estas rocas.

EL FILÓN ANULAR MONZOGRAFÍTICO Y LAS ROCAS ASOCIADAS

Se trata de un filón anular bastante complejo constituido en su mayor parte por una roca de grano fino y de color rojizo moteada de puntos verdes de biotita y anfíbol. Este filón se encuentra flanqueado en muchos puntos por una serie de rocas felsíticas variadas de aspecto porfídico. Se extiende a lo largo de cerca de diez kilómetros de afloramiento describiendo un arco de circunferencia de unos 120°, la anchura varía entre 200 y 600 metros y aparece afectado por una serie de fallas radiales con un desplazamiento generalmente siniestro.

La ortosa es el mineral más abundante (más del 50 % en proporción modal), está poco alterada y raramente se encuentra maclada; este mineral suele formar junto con el cuarzo asociaciones micropegmatíticas. Las plagioclasas (albita-oligoclasa ácida) se presentan en cristales idiomorfos bastante alterados en general lo que da lugar a la formación de pequeños cristales de epidota. El cuarzo no es muy abundante, se presenta siempre en forma intersticial y en general con una extinción neta. La biotita suele ser de color verde, muy pleocroica y a menudo suele estar cloritizada. El anfíbol presenta una distribución muy irregular lo que contrasta con la ubicuidad de la biotita; suele poseer un pleocroismo intenso de verde oscuro a marrón. Además existen ilmenita y epidota; este último mineral podría haberse formado como resultado de la acción de soluciones hidrotermales ya que es frecuente encontrarlo macroscópicamente en las fisuras y en las diaclasas.

Las felsitas más o menos porfídicas de los bordes del filón se caracterizan por la presencia de fenocristales de cuarzo y de ortosa en el seno de una pasta microcristalina en la que destacan pequeños cristales de biotita. Parga Pondal (1956) señala la presencia de tridimita en la pasta de esta roca.

LOS FILONES MICROGRAFÍTICOS

Se trata de una serie de filones, bastante numero-

sos en el área estudiada, cuyo aspecto textural o su color puede variar bastante de unos puntos a otros. No obstante, el estudio de una serie de afloramientos particularmente favorables como son los que se encuentran al sur de la Ría de Lires o bien el gran filón próximo a la Ermita de San Pedro Mártir, ha permitido determinar que, en general, se trata de filones zonados. Por lo tanto, las diferentes variedades que se observan en el campo pueden pertenecer en ocasiones a zonas diferentes de un mismo filón. Para el estudio petrográfico se han tomado como ejemplos los dos afloramientos mencionados más arriba; no obstante, también se han tomado muestras de otros afloramientos tanto para un estudio microscópico como para los análisis químicos. Los resultados del estudio microscópico de estos últimos no se describen en detalle ya que son bastante comparables a los de los dos filones tipo.

a) *El filón al sur de la Ría de Lires:*

Se trata de un filón de microgranito de unos 30 m de ancho, orientado ESE-WNW e intrusivo en el granito anatético. Hacia los bordes del filón, la roca presenta un color mucho más oscuro que en el centro, el tamaño de grano se hace mucho más fino y aumenta la compacidad de los materiales. Cerca del contacto es posible observar figuras de flujo en la roca filoniana.

Al microscopio, el microgranito del centro del filón presenta una textura muy homogénea, formada por pequeños granos de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y biotita cloritizada; al mismo tiempo, existen pequeños megacristales de plagioclasa y de feldespato potásico (hasta 3 mm); estas últimas plagioclasas siempre presentan los núcleos alterados con formación de pequeños cristales de epidota. Los fenocristales de feldespato potásico están rodeados generalmente de una aureola plagioclásica casi siempre transformada en epidota; el contacto entre la aureola y el cristal de feldespato potásico normalmente es bastante irregular. La epidota aparece, además de en las plagioclasas alteradas, rellenando fisuras o bien en granos discretos de pequeño tamaño en la matriz de la roca; su origen podría estar por lo tanto relacionado con la acción de fluidos hidrotermales como en el caso del filón monzonítico.

Los bordes del filón presentan un aspecto microscópico muy diferente: los fenocristales son raros y suelen estar formados por cuarzos con los bordes redondeados y raramente por feldespato potásico o por micas (biotita y moscovita en pequeñas laminitas con bordes redondeados); la mesostasis es muy fina, oscura y muestra signos evidentes de fluidez. A veces aparecen pequeños fragmentos de granito migmatítico englobados en la pasta de la roca filoniana.

na; se suelen reconocer por su textura diferente y por la presencia de la sillimanita en el interior de algunos cristales de cuarzo.

b) El filón al norte de San Pedro Mártir:

Se trata de un gran filón de 200 a 500 m de ancho, que se extiende a lo largo de unos 3 km describiendo un arco de circunferencia en dirección ENE-WSW a E-W; a continuación aparecen algunos afloramientos dispersos de este filón en dirección SE-NW y de nuevo aparece un gran afloramiento de la misma roca al sur de los micaesquistos de Vimianzo.

Al igual que el anterior, este filón presenta una estructura zonada: una zona central formada por una roca rojiza («pedras rubias» en la toponimia local) o grisácea según el grado de alteración, en la que aparecen pequeños fenocristales de feldespato, anfíbol y biotita visibles a simple vista sobre un fondo microcristalino. En los bordes aparece una roca mucho más oscura, aparentemente de grano más fino, en la que los fenocristales de cuarzo y feldespatos son más abundantes que en la zona central; asimismo, en estas zonas marginales es frecuente observar enclaves del granito encajante. No se ha estudiado en detalle la transición entre estas dos zonas, no obstante, en el campo se observa un paso gradual de una a otra.

Al microscopio se observa que la roca de la zona central presenta una textura granofídica en la mesostasis; los fenocristales de ortosa suelen estar en general rodeados por una aureola plagioclásica y presentan perfitas de replazamiento; los fenocristales de plagioclasa tienen normalmente el núcleo muy alterado lo que impide, como en el caso anterior, la determinación del contenido en anortita; la biotita, hipidiomorfa, suele ser muy pleocroica (amarillo-verde pardo) y se suele formar a menudo alrededor de los opacos; en el momento de la cristalización de la mesostasis se forma una segunda generación de biotita, que da lugar a cristales xenomorfos mucho más pequeños; el anfíbol también se forma en dos generaciones; la primera da lugar a cristales hipidiomorfos con un pleocroismo verde azulado-verde pardo ya sea asociados a las biotitas, ya sea formando acumulaciones de varios individuos; los cristales de la segunda generación son mucho más pequeños y como en el caso de las biotitas suelen ser xenomorfos. La roca de los bordes del filón es bastante diferente: la biotita y el anfíbol (es raro) forman cristales esqueléticos corroídos por la mesostasis en la cual existen algunos escasos cristales de pequeño tamaño de estos dos minerales; por el contrario, en estas zonas son muy numerosos los fenocristales de cuarzo con contor-

nos redondeados o ameboidales, por otra parte, los fenocristales de feldespatos muestran las mismas características que en la zona central del filón y la mesostasis es asimismo granofídica.

COMPOSICIÓN QUÍMICA

a) Roca total

A pesar de que se dispone de un número de análisis de roca total bastante considerable (TABLAS I y II), los datos sobre la composición química de estas rocas no son demasiado precisos, ya que los análisis no han sido hechos de una forma sistemática y por otra parte provienen de fuentes diversas.

Los diagramas de variación de la fig. 2 sugieren la existencia de dos grupos de rocas diferentes en cuanto a su comportamiento geoquímico; un grupo es más pobre en SiO₂ y más rico en CaO, MgO y FeO que el otro:

— el grupo formado por las muestras GNH, GRHW (pertenecientes al filón monzonítico), POR30 (zona central del filón al sur de la Ría de Lires) y por 81 (pequeño filón rico en anfíbol),

— el otro grupo estaría formado por siete muestras procedentes de microgranitos felsíticos en su mayoría.

Entre estos dos grupos existen dos muestras con caracteres mixtos, se trata de 71A y LAM que pertenecen a la zona central del filón al norte de San Pedro Mártir.

Si se comparan estas composiciones con las de los granitoides de la serie calcoalcalina y de los precursores básicos de la misma región (cf. Gil Ibarguchi, 1979), se observa que existe una continuidad geoquímica bien definida entre todos estos tipos de rocas. En efecto, por una parte, la fig. 3 muestra que estas rocas filonianas también presentan una ten-

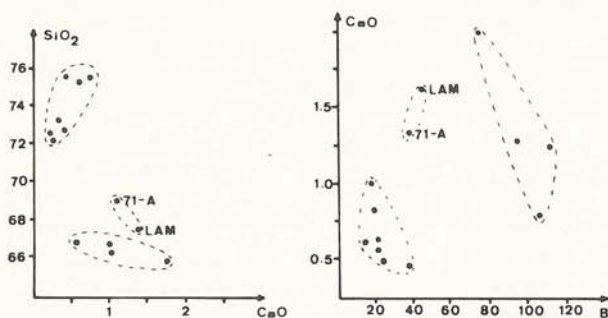


Figura 2: Diagramas de variación del parámetro B ($B = Fe + Mg + Ti$, según de la Roche, 1972) y del contenido en SiO₂ con el contenido en CaO, para los diferentes tipos de rocas filonianas (cf. texto).

dencia silico-sódica, lo mismo que los granitoides de la serie calcoalcalina o que los granitos de Dumbria (de la serie de tendencia alcalina); por otra parte, la fig. 4 muestra que los dos grupos de rocas filonianas se disponen de forma diferente en el diagrama B/(K + Ca)-Na: el segundo grupo se sitúa hacia el extremo máfico de la composición de los granitoides de la serie calcoalcalina, mientras que el primer grupo se sitúa en el polo opuesto, allí donde los granitoides calcoalcalinos presentan composiciones comparables a los granitos de la serie de tendencia alcalina, mostrando una tendencia comparable a la de estos últimos en dicho diagrama.

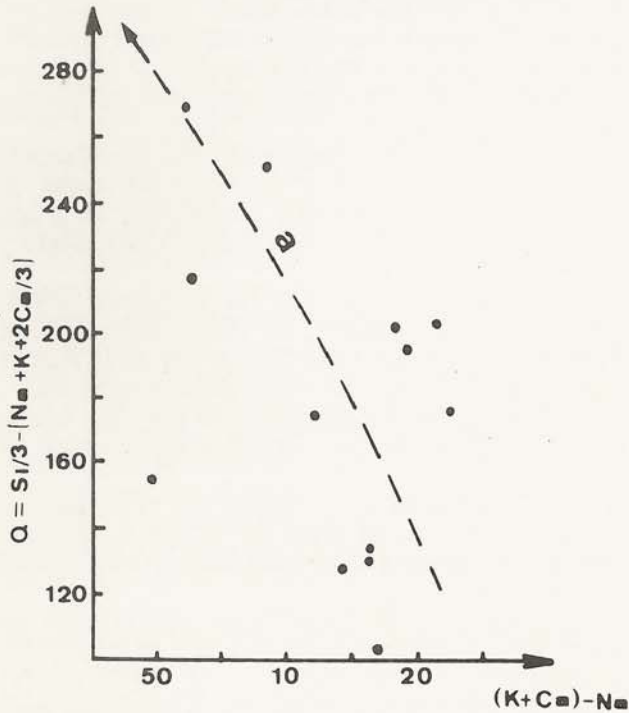


Figura 3: Diagrama $Q = Si/3 - (Na + 2Ca/3)$, $(K + Ca) - Na$ (de de la Roche, 1972) para las rocas filonianas (puntos), y tendencia silico-sódica (flecha a) de los granitoides de la región de Finisterre.

b) *Minerales (TABLA III):*

La composición química de los anfíboles de estas rocas es muy similar a la de los anfíboles de los precursores básicos de los granitoides de la serie calcoalcalina. Se trata de una hornblenda ferro-edenítica, rica en Na y K que puede representar condiciones de formación a temperaturas elevadas (Zakrutkin, 1968).

Las biotitas muestran contenidos muy débiles en Mg lo que podría ser una consecuencia de la débil proporción de MgO en la roca; por otra parte, se trata de biotitas muy pobres en Al aunque ligera-

mente más ricas en este elemento que las de los precursores básicos, lo que traduciría seguramente la proporción de Al_2O_3 de estas rocas, inferior a la de las rocas graníticas pero algo superior a la del magma básico, los fuertes contenidos en Ti también se deberían a la formación a temperaturas elevadas.

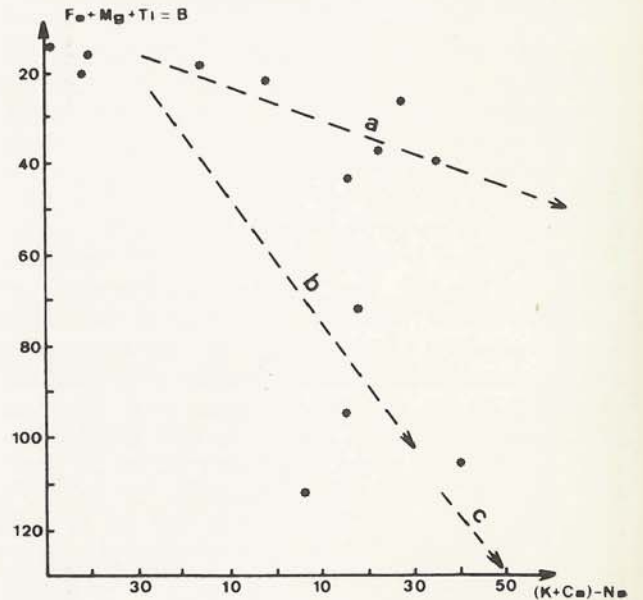


Figura 4: Diagrama $(K + Ca) - Na$, $B (= Fe + Mg + Ti)$ (de de la Roche, 1972) para las rocas filonianas (*) y tendencias de los granitoides de la serie de tendencia alcalina (a), de la serie calcoalcalina (b) y de los precursores básicos (c).

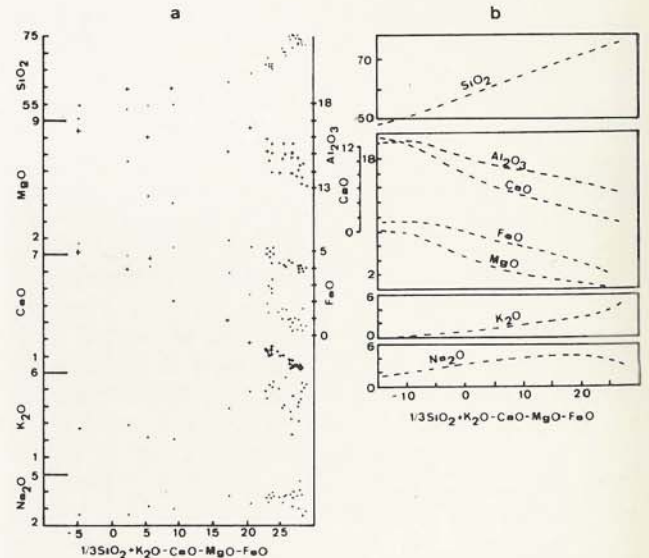


Figura 5: Diagramas de variación de SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO , CaO , K_2O y Na_2O con el parámetro de Larsen $1/3SiO_2 + K_2O - CaO - MgO - FeO$ para las rocas de la serie calcoalcalina (incluyendo precursores básicos y rocas filonianas) de la región de Finisterre (a), y para las rocas plutónicas del batolito de Baja California (según Larsen, 1938).

TABLA I

ANÁLISIS QUÍMICOS DE LAS ROCAS FILONIANAS

	POR81	POR30	GNH	GRHWD	71A	LAM
SiO ₂	65.85	66.79	66.79	66.40	69.07	67.45
TiO ₂	-	0.65	0.83	0.74	0.33	0.30
Al ₂ O ₃	15.10	15.67	14.65	13.88	15.11	13.93
Fe ₂ O ₃	2.19	1.98	2.01	2.67	2.20	2.94
FeO	2.43	2.65	2.98	3.36	1.48	1.31
MnO	0.08	0.04	0.08	0.07	0.08	0.07
MgO	0.46	1.43	1.12	0.93	0.25	0.49
CaO	1.71	0.55	1.07	1.02	1.09	1.38
Na ₂ O	3.99	2.47	3.61	3.71	3.68	3.61
K ₂ O	5.43	5.20	5.31	5.10	5.74	5.04
P ₂ O ₅	-	0.09	0.26	0.14	0.03	0.21
H ₂ O	2.58	2.52	1.93	2.01	0.67	1.49
H ₂ O	0.34	-	1.93	-	0.16	0.58
TOTAL	100.25	100.04	99.64	100.73	99.89	98.80

NORMAS CIPW

Or	32.09	30.73	31.38	30.14	33.92	29.79
Ab	33.76	20.90	30.55	31.39	31.14	30.55
An	7.26	2.15	3.63	4.15	5.21	5.49
Q	16.43	28.45	21.05	20.74	22.84	24.06
Hy	3.28	5.79	5.38	5.35	1.13	1.22
Di	1.30	-	-	-	-	-
Ap	-	0.21	0.60	0.33	0.07	0.49
Ilm	-	1.23	1.58	1.22	0.63	0.57
Cor	3.18	5.19	1.64	0.73	0.93	0.55
Mt	-	2.87	2.91	3.87	3.19	3.48
Hem	-	-	-	-	-	0.47

POR81, POR30, GNH, GRHWD: primer grupo
71A, LAM: mixtas

TABLA II

ANÁLISIS QUÍMICOS DE LAS ROCAS FILONIANAS

	68A46	67E414	67E325	POR224	POR686	POR53	POR64
SiO ₂	75.56	75.32	75.48	72.48	73.20	72.24	72.77
TiO ₂	0.10	0.06	0.08	0.13	0.16	-	-
Al ₂ O ₃	15.18	14.85	14.80	14.43	13.60	13.14	14.30
Fe ₂ O ₃	0.78	0.84	0.64	0.80	0.73	1.35	0.65
FeO	0.67	0.81	0.22	1.57	0.60	0.43	0.22
MnO	-	0.01	0.03	0.0	0.05	0.05	-
MgO	0.66	0.13	0.42	0.24	0.12	0.12	0.15
CaO	0.40	0.57	0.75	0.22	0.32	0.25	0.38
Na ₂ O	3.01	2.90	3.83	2.55	3.80	2.80	4.70
K ₂ O	2.24	3.10	3.23	5.40	4.98	5.32	4.39
P ₂ O ₅	0.10	0.12	0.32	0.04	0.05	0.13	0.09
H ₂ O	0.80	0.65	0.78	1.94	1.36	3.40	1.45
H ₂ O	0.69	0.29	0.36	-	-	0.66	0.36
TOTAL	100.19	99.65	100.94	99.84	98.97	99.83	99.46

NORMAS CIPW

Or	13.24	18.32	19.09	31.91	29.43	31.44	25.94
Ab	25.47	24.54	32.41	21.58	32.16	23.69	39.77
An	1.34	2.05	1.65	0.83	1.26	0.40	1.30
Q	47.72	45.18	39.50	35.31	31.16	35.24	27.84
Hy	2.06	1.04	1.05	2.68	0.63	0.30	0.37
Ap	0.23	0.28	0.74	0.09	0.12	0.30	0.21
Ilm	0.19	0.11	0.15	0.25	0.30	-	-
Cor	7.31	5.97	4.40	4.09	1.50	2.63	1.34
Mt	1.13	1.22	0.58	1.16	1.06	1.55	0.71
Hem	-	-	0.24	-	-	0.28	0.16

Todos los análisis son de rocas filonianas del segundo grupo.

TABLA III

ANÁLISIS QUÍMICOS DE LOS MINERALES

	B10C	AM10C	BMG	AMG
Na ₂ O	0.45	2.00	0.38	1.59
MgO	3.59	4.67	3.64	4.02
Al ₂ O ₃	16.00	8.76	15.91	7.69
SiO ₂	34.29	41.29	34.20	41.50
K ₂ O	8.73	0.89	9.22	0.96
CaO	0.41	10.71	-	11.82
TiO ₂	3.35	1.49	4.71	1.29
MnO	0.61	0.55	0.63	0.56
FeO ₁	28.38	27.65	26.51	26.66
TOTAL	95.81	98.01	95.20	96.09

Fórmula estructural, biotitas 0:22, anfíboles 0:23

Si	5.469	6.555	5.454	6.595
Al ^{VI}	2.531	1.445	2.546	1.405
Mg	0.852	1.106	0.863	0.952
Al ^{VI}	0.477	0.194	0.345	0.035
Ca	0.069	1.822	-	2.014
Ti	0.402	0.178	0.565	0.154
Mn	0.082	0.074	0.084	0.075
Fe _t	3.785	3.671	3.535	3.543
Na	0.139	0.616	0.117	0.489
K	1.776	0.185	1.875	0.194

B10C, AM10C: biotitas y anfíboles respectivamente del centro del filón al N de San Pedro Mártir.

BMG, AMG: biotitas y anfíboles respectivamente del centro del filón monzonítico.

Cada análisis representa, como mínimo, el promedio de diez puntos analizados para cada mineral considerado.

CONCLUSIÓN

Los argumentos estructurales sugieren para estas rocas un origen relacionado con el emplazamiento de los granitoides de la serie de las granodioritas tardías (serie calcoalcalina). En efecto, es posible imaginar que en el momento de la intrusión de estos últimos, la región ya se encontraba en un estado de considerable rigidez, ya que estos materiales son post-tectónicos y posteriores al paroxismo metamórfico, por lo tanto, su emplazamiento en un terreno parcialmente cratonizado se efectuaría mediante un mecanismo de tipo «caudron subsidente», siendo los resultados actuales del mismo, por una parte las estructuras concéntricas de estos macizos de granodioritas (p. ej. granito de Pindo al sur de la región estudiada) y, por otra parte, la formación de fisuras anulares que serían rellenas por las rocas filonianas. Esta hipótesis es muy similar a la propuesta por Parga Pondal hace ya bastante tiempo (1956).

La zonación de los filones anulares así como sus propiedades geoquímicas permiten relacionar estas rocas con las otras rocas de la serie calcoalcalina,

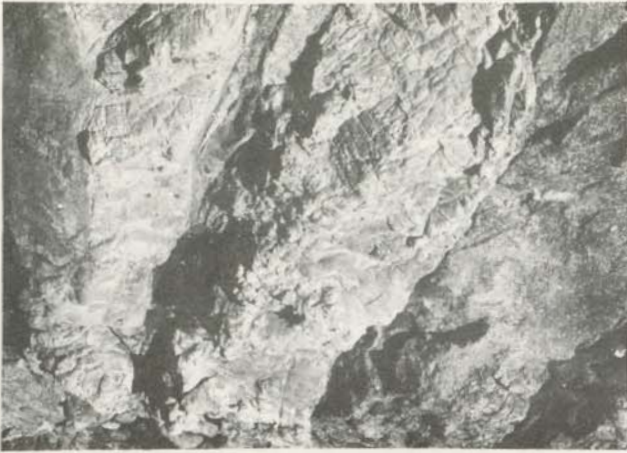


Figura 6: Filon vertical microgranítico diaclasado cortando un granito anatóctico suautóctono.



Figura 7: Intercrecimiento micropegmatítico de cuarzo y feldespato potásico en la parte central del filón monzonítico.



pudiendo considerarse que dos tipos de magmas diferentes han rellenado las fisuras:

a) un tipo de magma de composición muy similar a la de los granitoides calcoalcalinos que representaría probablemente las partes sobrecalentadas de éstos, capaces de ascender a niveles más elevados, lo que hace que presente una tendencia geoquímica paralela a la de los granitos tipo Dumbria o La Ruña (serie de tendencia alcalina).

b) un magma de características intermedias entre las de los granitoides calcoalcalinos y las de los precursores básicos. Este magma sería posterior y solamente relleno las partes centrales de las fisuras, siendo probablemente debido a una hibridación parcial del magma granítico durante la ascensión de un magma más profundo, comparable al que originó los precursores básicos.

Sin embargo, aún queda por explicar el paso gradual entre los centros y los bordes de los filones, ya que una mezcla de ambos tipos de magmas no parece muy probable (Chaumereuil, 1975); creo que aún es necesario un número más elevado de observaciones para precisar este punto.

La continuidad entre las composiciones de los precursores básicos, de las rocas filonianas y de los granitoides calcoalcalinos se pone de manifiesto mediante el diagrama de variaciones de la fig. 5a, siendo estas variaciones perfectamente comparables a las que se conocen para otras series calcoalcalinas (fig. 5b); de hecho, la serie considerada sería de tipo alcalino-cálcico si se tiene en cuenta la clasificación de Peacock (1931) (índice=54).

Si se comparan los datos petrográficos de estas rocas con los datos conocidos de sistemas experimentales, es posible suponer que los microgranitos se han formado a partir de un magma inicialmente subsaturado en agua, lo que permitiría la formación

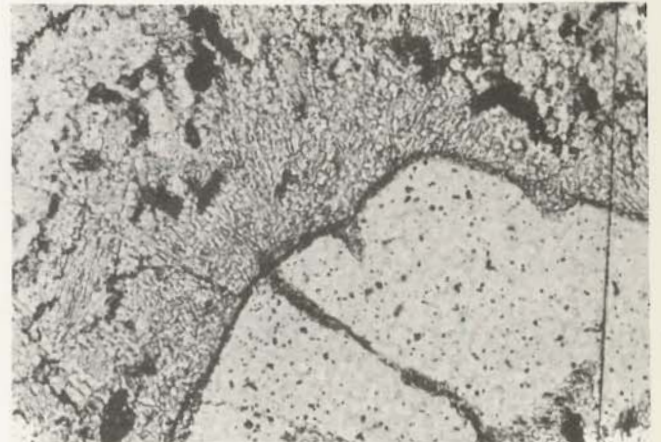


Figura 8 y figura 9: Aspecto microscópico de los filones micrograníticos. Obsérvese la presencia de ortosa redondeada y de cuarzo idiomórfico (fig. 8), así como el aspecto granofidico de la mesostasis alrededor de un cristal de cuarzo (fig. 9).

de cuarzo u ortosa como fenocristales precoces (Robertson y Wyllie, 1971). Las rocas en los centros de los filones, más tardías y más ricas en texturas micropegmatíticas, indicarían una evolución en el sentido de una hidratación progresiva del magma, lo que implicaría la formación de cuarzo y ortosa cerca del solidus (Robertson y Wyllie, 1971).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de la Tesis Doctoral del autor, que agradece al Prof. J. Lameyre de la Universidad de Paris VI las facilidades prestadas para realizar los análisis de los minerales (microsonda Cameca MS46) y una parte de los análisis de roca total; asimismo agradece al Dr. Woensdregt de la Universidad de Leiden por haberle facilitado una serie de análisis de roca total no publicados.

Procedencia de los análisis químicos de roca total:

Parga Pondal (1966): 68A46, 67E414, 67E325.
Woensdregt (no publ.): GRHWD, POR224, POR686.

Todos los demás, este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- CHAUMEREUIL, CH., 1975: «Le massif subvolcanique tardihercynien de Villaviciosa de Córdoba (Espagne du Sud)». *Thèse 3ème. Cycle Univ. de Paris VI*, 174 pp.
- GIL IBARGUCHI, J. I., 1979: «Metamorfismo y plutonismo en la región de Muxia-Finisterre (NW España)». *Tesis, Univ. Autónoma de Barcelona*, 222 pp.
- LARSEN E. S., 1938: «Some new variation diagrams of igneous rocks». *Jour. of Geology*, 46: 506-520.
- PARGA PONDAL, I., 1956: «Nota explicativa de la parte NO del mapa geológico de la provincia de la Coruña». *Leid. Geol. Med.*, 27: 467-484.
- PARGA PONDAL, I., 1966: «Datos geológicos-petrográficos de la provincia de la Coruña». *Trabajos del Lab. Geol. de Lage.*, 46 pp.
- PEACOCK M. A., 1931: «Classification of igneous rocks series». *Jour. of Geology*, 39: 54-67.
- ROBERTSON, J. K. y WYLLIE, P. J., 1971: «Rock-water systems, with special reference to the water deficient region». *Am. Jour. of Science*, 271: 252-277.
- ROCHE, H. de la, 1972: «Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leur dérivés métamorphiques». *Sc. de la Terre*, 18: 33-46.
- WOENSDREGT, C. F., 1966: «Informe preliminar sobre los estudios de la petrografía del extremo occidental de Galicia». *Leid. Geol. Med.*, 36: 261-277.
- ZAKRUTKIN, V. V., 1968: «The evolution of amphiboles during metamorphism». *Zap. Uses. Mineral. Obsch.*, 96(1): 13-23.

Recibido, 27 febrero, 1980