

CARACTERISTICAS GEOQUIMICAS DE LOS ENCLAVES EN LAS GRANODIORITAS DE CANGAS DE MORRAZO - MOAÑA. (PROVINCIA DE PONTEVEDRA).

L.G. CORRETGE *
G. GALLASTEGUI *
A. CUESTA *

RESUMEN.— Entre las localidades de Cangas de Morrazo y Moaña aparece un notable afloramiento de granitos biotíticos leucocráticos con gran cantidad de enclaves microgranudos oscuros ricos en plagioclasa y correspondientes a varias generaciones diferentes.

La utilización de diagramas AFM, diagramas R_1 , R_2 de DE LA ROCHE y diagrama de PEACOCK, así como los contenidos en elementos traza, pone de manifiesto el carácter subalcalino de la serie, diferenciándola perfectamente de las series calcoalcalina y tholeítica clásicas.

Las rocas tienen características que las aproximan a rocas de tendencia calcoalcalina de márgenes continentales, pero presentan la particularidad de un alto contenido en potasio, es decir, una cierta tendencia shoshonítica.

De acuerdo con determinadas hipótesis de partida y observando la variación inter-elemental del V, Cr, Ba, Rb y Sr de los enclaves, se discuten varias posibilidades genéticas, llegándose a la conclusión de la posible existencia de un proceso doble de diferenciación y mezcla de magmas ácidos y básicos. Así mismo, se propone un área fuente pirigarnítica y granulítica para las rocas más básicas del área.

SUMMARY.— Between the localities of Cangas de Morrazo-Moaña there is a remarkable outcrop of biotitic leucocratic granites with a great number of dark microgranular enclaves rich in plagioclase and corresponding to various different generations.

The use of diagrams AFM, De La Roche diagram R_1/R_2 and Peacock's diagram, as well as the contents of trace elements, show the subalkaline character of the series, making it perfectly different from the classical calc-alkaline and tholeiitic series.

The rocks have some characteristics which make them similar to rocks with calc-alkaline tendencies at the continental edges, but they present the peculiarity of a high content of K, that is to say, they have a certain shoshonitic tendency.

Starting from the acceptance of some hypothesis and observing the inter-elemental variation of the V, Cr, Ba, Rb and Sr enclaves, various genetic possibilities are discussed

* Dpto. de Petrología y Geoquímica. Universidad de Oviedo.

and the conclusion is inferred that there provably exists a double process of differentiation and mixing of acid and basic magma.

In the same way, a source area of pyrigarnitic and granulitic rock for the basic rocks of the area is proposed.

I. INTRODUCCION

Con el fin de caracterizar, desde el punto de vista geoquímico, las diferentes rocas del «pasillo de enclaves», emplazado en las granodioritas precoces situadas entre las localidades de Cangas de Morrazo y Moaña (Ría de Vigo), se han realizado nueve análisis de las mismas (elementos mayores, menores y traza). Asimismo se han utilizado, a título comparativo, algunos análisis no publicados de la granodiorita precoz de la zona de Cangas de Morrazo, y las composiciones medias de las mismas granodioritas del SW gallego (Tabla I). Los diferentes tipos de enclaves se han separado en varias generaciones de acuerdo con los datos de campo.

II. DIAGRAMAS MULTICATIONICOS

La utilización de los diagramas multicationicos R_1/R_2 de De La Roche et al (1980), muestra cómo el quimismo de los enclaves corresponde por lo general a rocas granodioríticas y tonalíticas; el granito huesped corresponde, asimismo, a rocas granodioríticas y la roca básica a gabrodioríticas. Las únicas rocas que caen en el campo granítico son algunas granodioritas precoces. Este hecho puede estar justificado, puesto que si bien la matriz de la roca es claramente granodiorítica, la presencia de grandes fenocristales de feldespato potásico eleva considerablemente la tasa feldespática haciendo derivar los análisis geoquímicos hacia el campo de los granitos s.s. (Fig. I, c).

III. CLASIFICACION DE RITTMANN

En este trabajo hemos utilizado la norma de Rittmann (1973) en lugar de la tradicional C.I.P.W. por dos razones importantes:

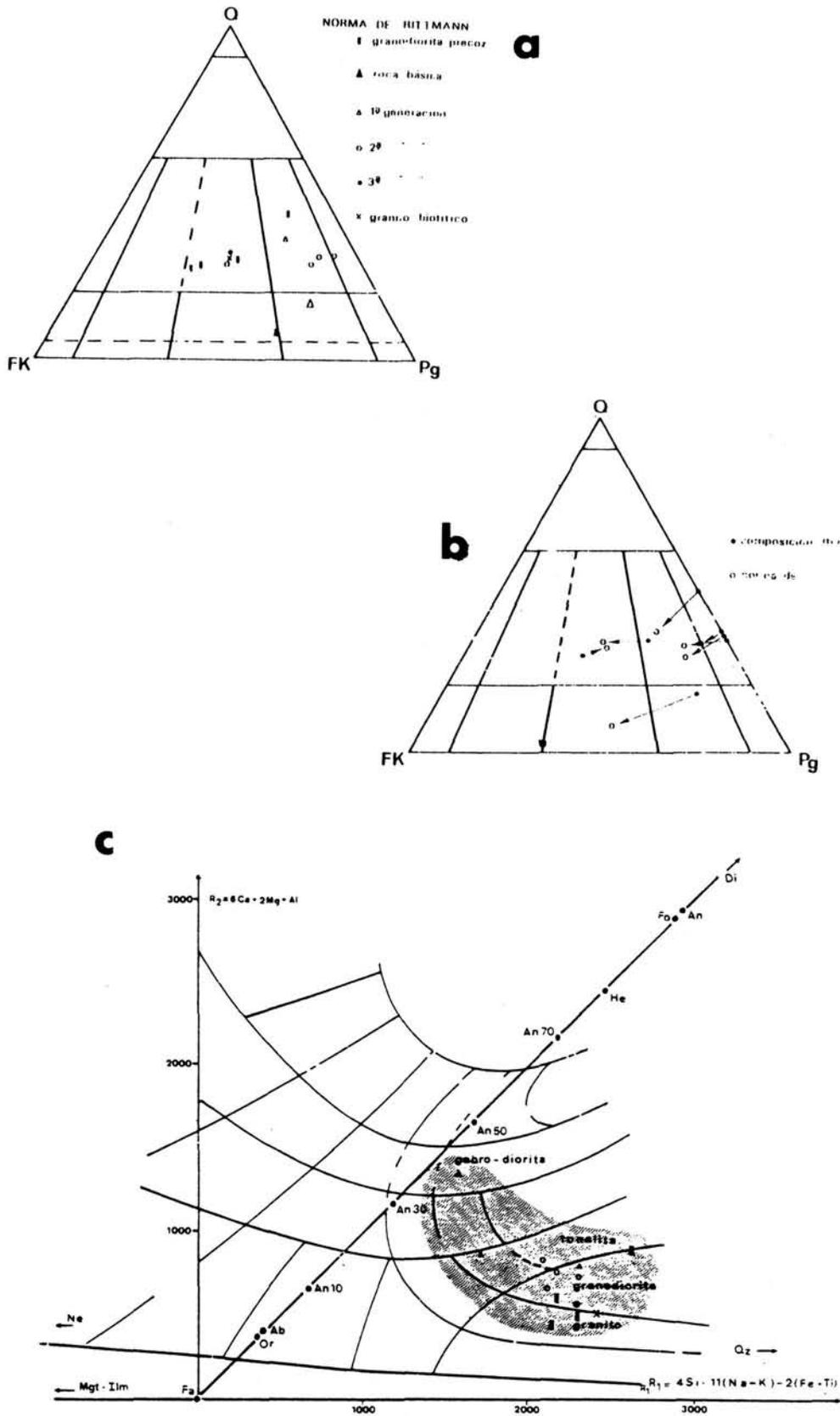


Figura I: a) Clasificación en el triángulo Q - FK - Pg a partir de los valores normativos de RITTMANN.
 b) Triángulo Q - FK - Pg, mostrando las diferencias existentes entre los valores modales y los normativos de RITTMANN.
 c) Clasificación de las rocas del «pasillo de enclaves» en el diagrama R_1/R_2 de DE LA ROCHE et al (1980).

ANÁLISIS QUÍMICOS. TABLA I

%n°	R.B.		E.1ª.G.		Enclaves 2ª.G.		E. 3ª.G.		G.B.		Granod. Precoces		
	6460	6897	6903	6901	6902	6900	6898	6899	6904	RN-359	RN-78	RN-360	*
SiO ₂	54,49	60,16	64,22	64,13	63,66	65,7	65,47	69,05	70,62	68,79	70,16	63,97	67,23
Al ₂ O ₃	15,32	17,83	17,12	16,39	16,89	16	15,29	15,11	15,01	16,18	14,80	13,55	15,39
Fe ₂ O ₃	7,85	5,42	4,68	4,85	4,62	4,36	5,17	3,06	1,86	2,32	2,19	5,89	3,42
MnO	0,15	0,09	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07	0,04	0,04	0,03	0,02	0,08	0,04
MgO	5,92	2,22	1,99	2,21	2,37	1,83	2,7	1,38	0,57	1,14	0,56	4,01	1,49
CaO	7,2	3,94	3,36	3,07	3,48	2,24	2,66	1,92	2,05	1,32	1,34	4,14	2,17
Na ₂ O	2,89	4,11	3,9	3,07	3,48	2,24	2,66	1,92	2,05	1,32	1,34	4,14	2,17
K ₂ O	3,45	2,84	1,8	2,43	2,75	4,61	3,3	4,44	4,54	5,01	5,86	3,09	4,42
TiO ₂	1,22	1,09	0,81	0,81	0,83	0,68	0,7	0,41	0,23	0,34	0,24	0,98	0,55
P ₂ O ₅	0,43	0,66	0,36	0,37	0,52	0,43	0,36	0,28	0,19	0,01	0,13	0,10	0,16
P.V.	0,71	1,67	1,88	1,16	1,37	1,26	1,19	0,74	1,97	1,44	2,06	1,21	
TOTAL	99,63	110,04	100,18	99,09	100,2	100,23	100,16	100,13	99,23	100,08	99,88	99,96	99,33
P.P.M.													
Ba	1097	487	210	287	581	901	358	719	927				
Co	25	10	106	10	10	10	69	43	10				
Cr	349	89	144	137	135	123	230	128	141				
Cu	10	28	10	27	10	14	10	10	12				
Ni	38	10	34	10	10	10	41	16	10				
Sr	426	280	223	242	263	247	213	215	289				
V	184	130	112	117	106	93	116	72	50				
Rb	142	205	148	194	222	237	211	214	186				

* Media de análisis de Granod. Precoces

Tabla I. Análisis químicos de las diferentes rocas del «pasillo de enclaves» Roca básica (R.B), enclaves de primera, segunda y tercera generación y granito biotítico leucocrático englobante (G.B), así como varios análisis de las granodioritas precoces del SW. gallego.

-- Denominación correcta y sistemática, de acuerdo con las clasificaciones modales de Streckeisen (1967).

— Porque cuanto mayor es el índice de color de la roca, más acusadas son las diferencias entre la norma C.I.P.W. y la composición modal. Este hecho se debe a que en la norma de Rittmann se tiene en cuenta la composición real de los minerales, mientras que en la C.I.P.W. sólo se considera la teórica.

Según los valores normativos de Rittmann proyectados en el triángulo Q-FK.-Pg. (Fig. I,a), las granodioritas precoces son monzogranitos y granodioritas, la roca básica una cuarzo-monzonita, los enclaves de 1ª y 2ª generación granodioritas, y finalmente los enclaves de 3ª generación y el granito biotítico monzogranitos.

Existen algunas diferencias entre la composición modal y la norma de Rittmann; las rocas consideradas (Fig. I.b) reflejan que, salvo en el caso del granito biotítico —que forma la matriz de los enclaves— hay una deriva de los valores normativos hacia el vértice de los feldespatos alcalinos.

IV. DIAGRAMAS DE VARIACION

En la Fig. II.a.b. hemos representado diagramas de variación correspondientes a algunos de los elementos analizados. Determinadas tendencias de variación p.e. $K_2O - SiO_2$ parecen constar de dos tramos con tendencias de variación diferentes, lo que parece sugerir, o bien que los procesos fraccionantes que actúan en nuestro sistema no son de un solo tipo, o bien, que a partir de una determinada composición química, en torno al 63% de SiO_2 , que es quimismo transicional entre la clase andesítica y dacítica (Middlemost, 1972), se produciría una brusca fraccionación de las fases minerales pobres en K_2O (p.e. hornblenda), con el consiguiente enriquecimiento en K_2O de los líquidos residuales. Este mismo efecto parece observarse en el diagrama $2Ca + Na + K/Al$ (Fig. II.c) con respecto al SiO_2 , en donde la serie se convierte (en torno al 60%) en peralumínica (Strong, 1979). En efecto, se observa un incremento en la tendencia aluminica, que finalmente disminuirá al llegar a los granitos biotíticos, menos peralumínicos que los enclaves de primera, segunda y tercera generación. Este giro expresado en la Fig. II.c puede explicarse por el efecto fraccionante de la biotita.

Respecto al carácter geoquímico general de las rocas de esta serie, podemos observar que en un diagrama de Peacock modificado (Fig. II.d) (Brown, 1979), la recta de correlación interseca a la ordenada

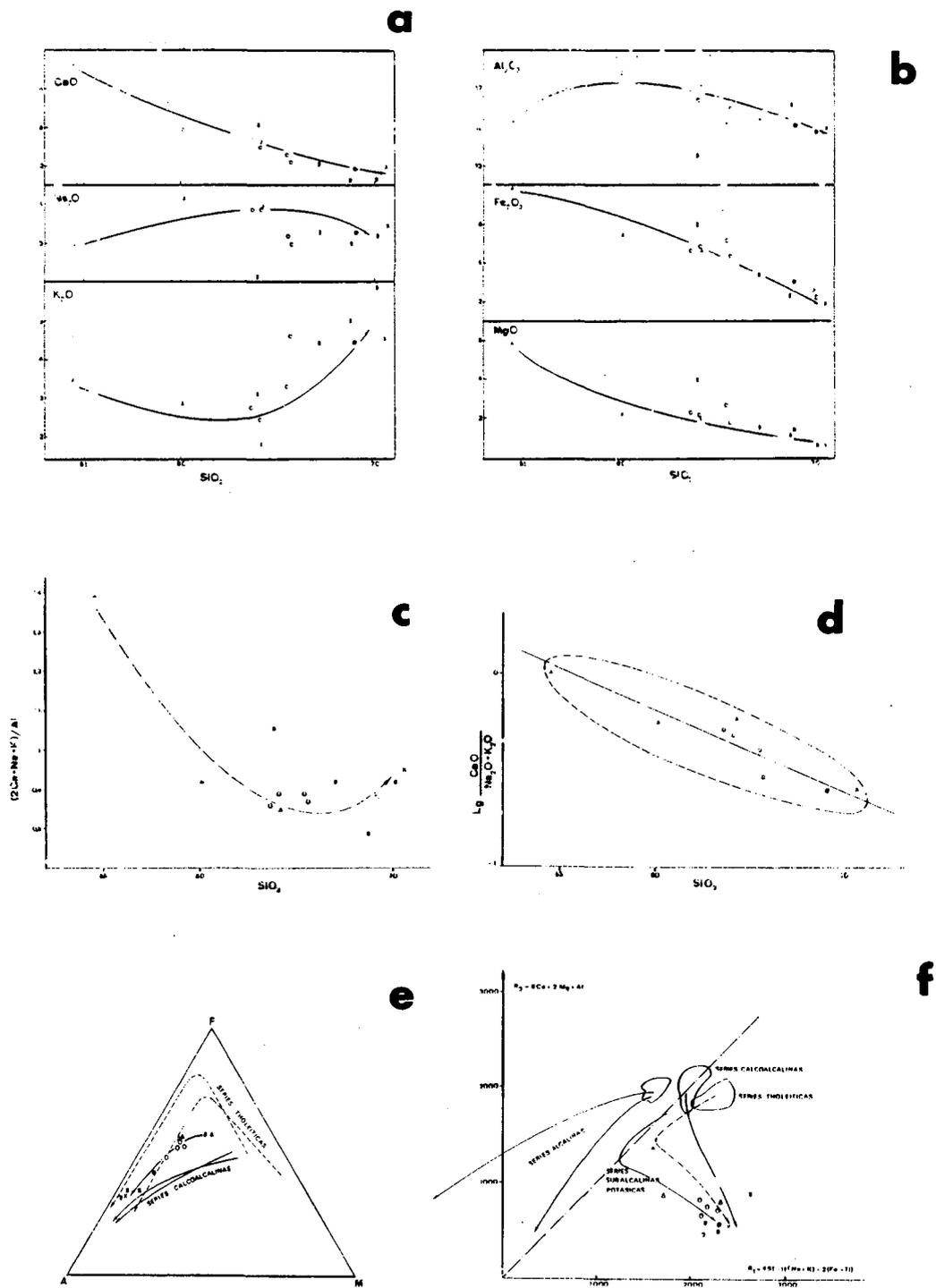


Figura II: a) Diagramas de variación de HARKER, para algunos de los elementos analizados en las rocas de Cangas de Morrazo - Moaña.
 b) Idem II.a.
 c) Diagrama $2Ca + Na + K/Al$ con relación a la SiO_2 (STRONG, 1979) ▲ Roca básica; △ Enclaves de primera generación; ° Enclaves de segunda generación; ● Enclaves de tercera generación; × Granito biotítico; ■ Granodioritas precoces.
 d) Diagrama $\text{Log } CaO/(Na_2O + K_2O)$ frente a la SiO_2 . (Diagrama de PEACOCK modificado por BROWN, 1979).
 e) Tendencia de diferenciación de las rocas del «pasillo de enclaves» y granodioritas precoces en el triángulo AFM.
 f) Evolución de la serie de rocas consideradas en el diagrama R_1/R_2 de DE LA ROCHE y LETERRIER (1980).

$$\text{Lg} \frac{\text{CaO}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} = 0$$

entre los valores 51% y 56% de SiO₂, hecho que pone de manifiesto la tendencia alcalino-cálcica de la serie, y no netamente calcoalcalina, carácter que a priori se asigna a la serie de las graodioritas precoces de Galicia.

En los diagramas A.F.M. (Fig. II.e) y multicatiónico de De La Roche y Leterrier (Fig. II.f) se observa igualmente cómo las rocas del «pasillo de enclaves» no caen dentro de las tendencias calcoalcalinas clásicas; su carácter, por el contrario, es más próximo a las series tholeíticas e incluso a los tipos particulares de magmatismo denominados por Barriere (1977) subalcalinos potásicos.

V. CARACTERIZACION GEOQUIMICA DE LA SERIE

La utilización de los diagramas A.F.M., diagramas R₁R₂ de De La Roche et al (1980) (Fig. II.e.f.) y diagrama de Peacock (Fig. II.d) ponen de manifiesto el carácter subalcalino de la serie, perfectamente diferenciado de las series calcoalcalinas y tholeíticas clásicas. Hay que concluir, por tanto, que las rocas de esta serie tienen características específicas que las aproximan a las rocas de tendencia «calcoalcalina» de márgenes continentales, pero con contenidos altos en K, es decir, una cierta tendencia shoshonítica de la serie (Joplin, 1968; Jakes y White, 1972; Mackenzie y Chapell, 1972).

Naturalmente, hay argumentos geoquímicos a favor y en contra (ver Miyashiro, 1973; Jakes y White, op. cit., Morrison, 1980). Para el rango de composiciones con SiO₂ comprendidas entre 58 y 63% de SiO₂, las proporciones K/Rb de los enclaves del «pasillo» de Cangas-Moaña son bajas, mientras que en las rocas de asociación calcoalcalina típica oscilan entre 430 y 380 (según las tablas de Jakes y White, op. cit). Los contenidos en Ba y Sr son bajos en Cangas, mientras que en las series shoshoníticas suelen ser bastante más altos. Naturalmente, se requiere un trabajo más exhaustivo sobre la geoquímica de las series calcoalcalinas de Galicia que, por otro lado, se escapa del marco de este trabajo.

V. EL SISTEMA MAGMA BASICO - MAGMA ACIDO Y SUS PROCESOS EVOLUTIVOS

A partir de las observaciones petrográficas, de campo e interpretaciones geoquímicas, hemos llegado a la conclusión de que, entre los procesos de evolución petrogenética de las rocas de Cangas-Moaña, únicamente tienen importancia la cristalización fraccionada y la mezcla de magmas o más estrictamente una combinación de ambos procesos.

Para someterlo a comprobación, hemos considerado como hipótesis de partida, que la roca básica que aparece en el «pasillo de enclaves» de Cangas-Moaña, es un producto inicial de cristalización fraccionada en equilibrio.

Modelo simple para los procesos de cristalización fraccionada.

En el proceso de cristalización fraccionada en equilibrio, la distribución de los elementos traza sigue la ley de Rayleigh (Neuman et al. 1954; Hanson, 1978; Allegre y Minster, 1978):

$$C_{\alpha}^L = C_{\alpha}^0 F^{D_{\alpha}-1}$$

Expresión de la que partimos para nuestros cálculos.

Las posibles fases fraccionantes en el «pasillo de enclaves» son fundamentalmente: hornblenda, biotita, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo, es decir, las únicas que tienen importancia cualitativa en la roca básica. El V y Cr muestran una clara tendencia de diferenciación que sugiere que ha existido asimismo alguna modalidad de cristalización fraccionada de minerales opacos titanados. La alta correlación V-Ti así parece indicarlo.

Las rectas de fraccionación del Rb, Sr y Ba, para las anteriores fases minerales (utilizando los coeficientes de reparto descritos a continuación) (Marmottans, 1976), vienen expresadas en la gráfica Lg Ba - Lg Sr (Fig. III.a) sobre la que se han proyectado los contenidos analíticos del «pasillo de enclaves».

	Pg	F.K.	Bi	Hb	Q
K_{Rb}	0,04	0,7	1,8	0,1	0,01
K_{Sr}	4,4	3,8	0,12	0,02	0,01
K_{Ba}	0,4	10	7,7	0,1	0,01

Para el cálculo de la evolución del sistema por cristalización fraccionada hemos partido de un líquido algo más rico en Ba y en Sr que la roca básica y un po-

co más pobre en Rb; hipótesis totalmente razonable si se realizan los diagramas de variación del Ba, Rb y Sr con respecto a la sílice:

Líquido inicial de partida Ba = 1.585 ppm.

Líquido inicial de partida Sr = 468 ppm.

Líquido inicial de partida Rb = 100 ppm.

En la figura III.a se representan los datos analíticos junto con el vector evolutivo de los líquidos residuales con una fraccionación inducida por la roca básica, cuya composición modal conocemos. Los dos vectores representados marcan ligeramente, aunque no significativamente, diferentes, según utilicemos los K_D empleados por Marmottans (op. cit.) (vector 1), o bien los de Rapela y Shaw (1979) y Hanson (op. cit.) (vector 2).

La información proporcionada por este diagrama nos permite admitir como razonable una hipótesis de evolución del sistema por cristalización fraccionada para los enclaves de primera generación y, quizás, parte de los de segunda generación. Los enclaves de primera generación, podrían representar la cristalización de un sistema que ha cristalizado en un 20% ($F = 0,8$). Sin embargo, los enclaves de tercera generación y el granito biotítico no se encuentran en la línea general de diferenciación.

Este hecho importante, nos induce a pensar que la interpretación más lógica, es por tanto, la bimodalidad magmática, que es coherente con la hipótesis de partida y con las evidencias petrográficas y de campo.

Fuentes posibles de los productos magmáticos.

En la actualidad, los «test» más utilizados para investigar los procesos de fusión parcial, son los diagramas de tierras raras y las relaciones lineares que existen entre la relación LREE/HREE y las LREE. Esta última relación está inversamente relacionada con la cantidad de fundido producido (Vogel, 1982).

Careciendo de tales datos, hemos decidido utilizar los elementos trazas alcalinos y alcalinotérreos con la finalidad de dar posibles indicaciones sobre el origen de los magmas básicos originales. Este análisis debe considerarse como una mera aproximación, pues no debemos olvidar la movilidad geoquímica de los elementos alcalinotérreos en los procesos de transformación postmagmática.

Basándonos en Shaw (1970), utilizaremos la ecuación de fusión parcial en su modalidad «fusión en equilibrio no modal» por ser la que más se adecúa a la realidad geológica.

$$\frac{C^c}{C^o} = \frac{1}{D' + F(1-P)}$$

$$P = \sum^n_i p_i Kd^i$$

D^o = Coeficiente de distribución global para el material de partida

$$D^o = \sum^n_i x^i Kd^i$$

Los conjuntos mineralógicos y las proporciones de minerales fundidos utilizados en los modelos de fusión y los contenidos en Rb, Sr y Ba de la teórica corteza superior y corteza inferior, son los utilizados por Marmottans (op. cit.) según diferentes autores.

Consideraremos dos tipos de fuentes posibles: a) un conjunto de baja presión, constituyente de la corteza superior (pelitas y grauvacas) y cuyo equivalente metamórfico de alto grado serían paraneises (s.l.); b) un conjunto de alta presión constitutivo de la corteza inferior, formado por pirigarnitas, anfibolitas o granulitas. Admitiremos un conjunto de posibilidades petrogenéticas basándonos en que los campos de variación teóricos de los elementos traza estarán determinados, en primer lugar, por los contenidos extremos de las áreas fuentes, en segundo lugar, por las curvas de fusión parcial en equilibrio de las mismas y en tercer lugar, por el vector de cristalización fraccionada.

El área punteada de la figura III.b correspondería a las zonas composicionales compatibles con la hipótesis de génesis de origen por cristalización fraccionada en equilibrio.

Fusión parcial de paraneises.

Según los trabajos de Winkler y Von Platen (1961) en los que se someten grauvacas a condiciones metamórficas de alto grado, se comprueba que la fusión de los paraneises produce líquidos granodioríticos cuando se alcanzan porcentajes de fusión del 68% ($F = 0,68$).

Según la figura (III.c), las rocas básicas de las que derivarían por cristalización fraccionada nuestra roca básica, enclaves de primera y posiblemente de segunda generación, tendrían una composición en Ba, Sr y Rb poco adecuada, que no se ajustaría al esquema de fusión parcial de paraneises tipo A y B, y su ulterior cristalización fraccionada.

Puede objetarse que las composiciones de partida A y B son composiciones extremas de determinadas tipologías neísicas, sin embargo, podemos adelantar

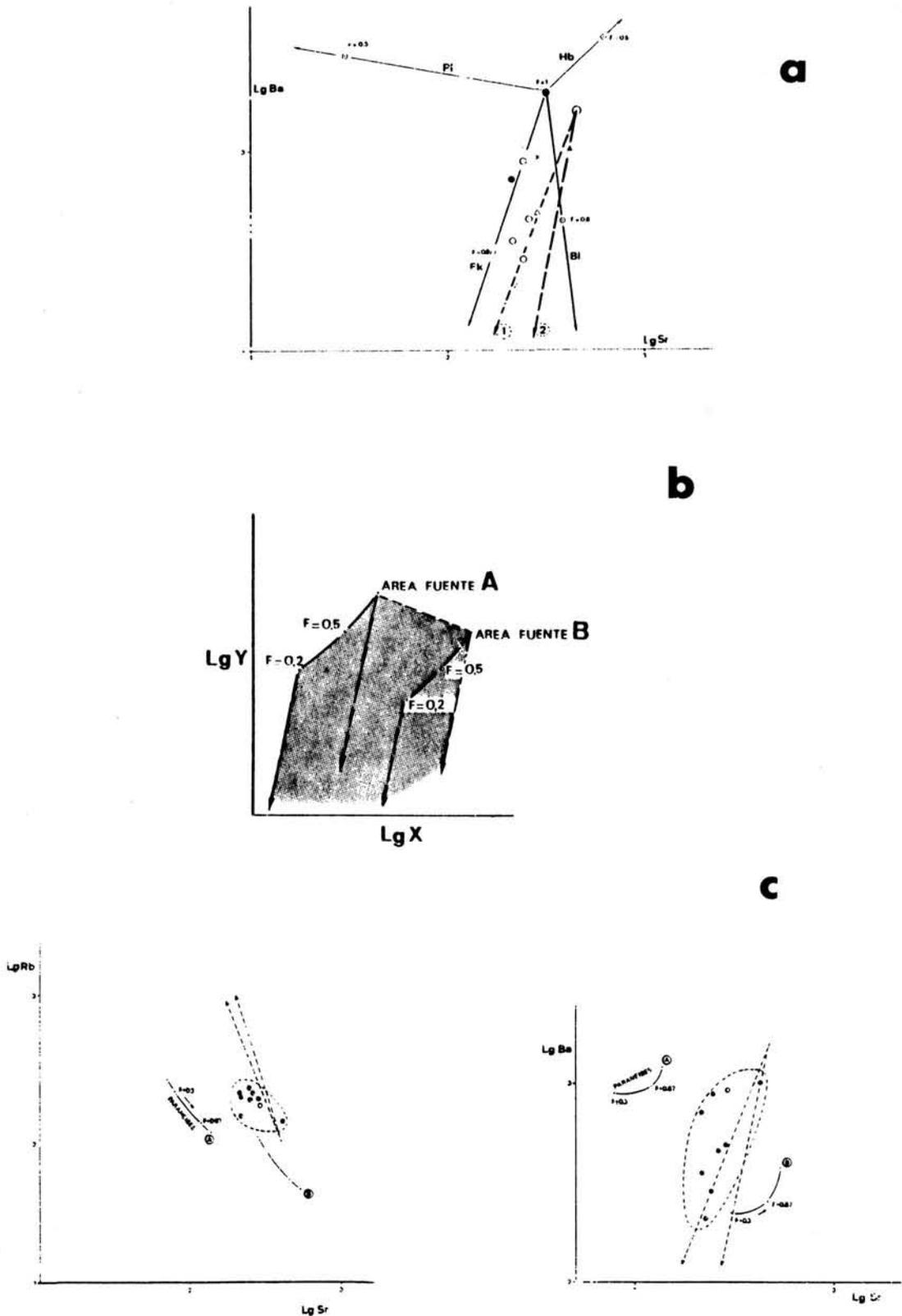


Figura III: a) Diagrama LogBa - LogSr, en el que se representan las rectas de fraccionación del Rb, Sr, Ba de las rocas de Cangas - Moaña, así como del vector evolutivo de los líquidos residuales.
 b) Campo de variación teórico de los elementos traza, definido por los contenidos extremos de las áreas fuentes A y B, por las curvas de fusión parcial en equilibrio de las mismas, y por el vector de cristalización fraccionada.
 c) Tendencia evolutiva por cristalización fraccionada, considerando un área fuente constituida por paraneises.

que las composiciones en elementos traza (Ba, Sr y Rb) de orto y para-rocas gallegas susceptibles de sufrir proceso de fusión (trabajos en curso del Dpto. de Petrología de la Univ. de Oviedo) son todavía mucho más pobres en Ba y en Sr que los neises tipo A y B. Únicamente algunos metasedimentos de la zona de Villagarcía de Arosa tienen composiciones en Ba y Sr adecuados.

Fusión parcial de granulitas ácidas.

La fusión parcial de granulitas puede también producir magmas granodioríticos (Condie y Hunter, 1976).

Según los diagramas Ba-Sr y Rb-Sr (Fig. IV.a) existe una aparente compatibilidad con los datos de composición que tenemos del «pasillo de enclaves». Una corteza inferior constituida por granulitas ácidas no sería, a priori, un material inadecuado para nuestros quimismos: aunque hay que reconocer que las áreas fuentes Ba-Sr caerían fuera del campo de compatibilidad o bien supondrían un 100% de fundido del área fuente, cosa altamente improbable.

Fusión de rocas de corteza inferior básica.

Se presentan dos posibilidades basándonos en los trabajos experimentales de Green y Ringwood (1968). La fusión de anfibolitas capaces de producir magmas andesíticos proporciona materiales con composiciones Ba-Sr muy inadecuados, si bien es cierto que el diagrama Rb-Sr es compatible (Fig. IV.b).

Las áreas fuentes pirigarníticas proporcionan productos de fusión $F = 0,33$ perfectamente compatibles con los diagramas Ba y Sr. Los diagramas Rb-Sr, son compatibles igualmente, aunque según la figura IV.c) ha de producirse un cierto grado de fraccionación, para lograrse la composición inicial del área fuente supuesta para las rocas básicas de Cangas-Moaña.

VII. CONCLUSIONES

La interpretación proporcionada por el comportamiento del Ba, Sr y Rb en las rocas ígneas estudiadas, no constituye por sí solo un método infalible acerca del origen de las áreas fuentes. Sin embargo, podemos proponer que las rocas básicas de Cangas-moaña podrían estar originadas por fusión de corteza inferior, pirigarnítica y granulítica o mezcla de ambas.

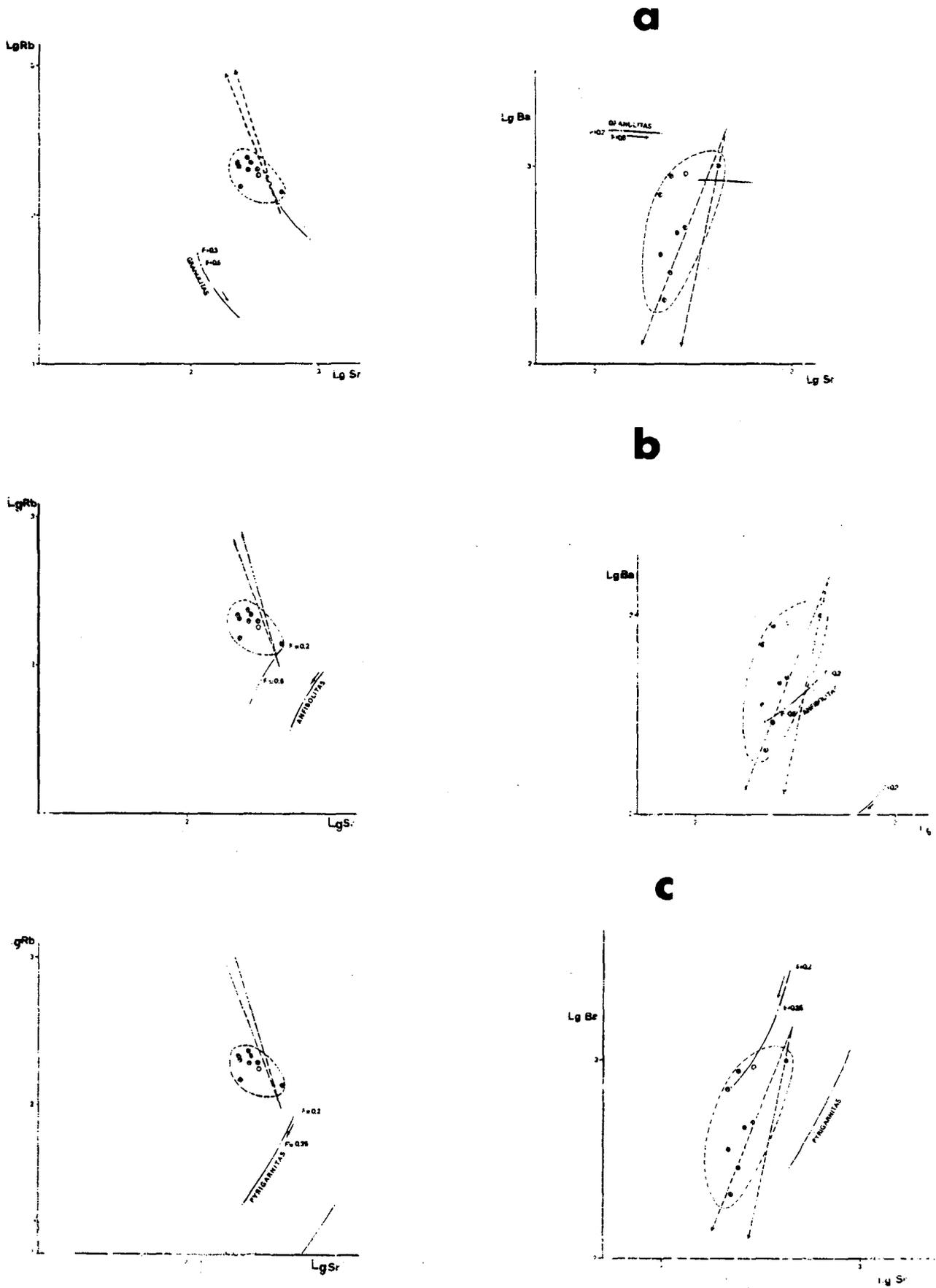


Figura IV: a) Idem. figura III.c, considerando un área fuente constituida por anfibolitas.
 b) Idem. anterior, considerando un área fuente de granulitas.
 c) Idem. anterior, considerando un área fuente de pirgarnitas.

Los paraneises no parecen materiales adecuados, y habría que utilizar una metodología basada en tierras raras, para considerar tal posibilidad. Si la interpretación de Gil Ibarguchi (in press) es correcta, los granitoides de las series calcoalcalinas de Galicia pueden originarse a partir de metagrauvascas ricas en REE, que dejarían un residuo de anatexia formado por cuarzo, plagioclasa, anfíbol, piroxeno y granate. Acomodando esta interpretación al «pasillo de enclaves», éstos tendrían que ser forzosamente residuos restíticos, sin embargo, los argumentos texturales obligan a interpretar sin ambigüedad, a parte de los enclaves, como sistemas magmáticos que han sufrido cristalización rápida por enfriamiento.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Dr. J. Leterrier y al Centre des Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy, la realización de los análisis químicos de este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEGRE, C.J.; MINSTER, J.F. (1978). «Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes». *Earth and Planetary Sci. Letters*, 38, 1-25.
- BARRIERE, M. (1977). «Le complexe de Ploumanac'h Massif Armoricain», These 3^o cycle. Univ. Brest, 291 p.
- BROWN, G.C. (1979). «The changing pattern of batholith emplacement during Earth History». In: «Origin of granite batholiths geochemical evidence». Atherton and Tarney (editores). Shiva, Publis. Lin.
- CONDIE, R.C. and HUNTER, D.R. (1976). «Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton region. South Africa». *Earth Planet. Sci. Lett.* 29, 389-400.
- GIL IBARGUCHI, J.I. (IN PRESS). «Rare-earth element distribution in Hercynian granitoids from the Finisterre Región, NW Spain».
- GREEN, T.J. & RINGWOOD, A.F. (1968). «Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite». *Contr. Mineral and Petrol.* 18, 105-162.
- HANSON, G.A. (1968). «The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition», *Earth and Planetary Sc. Letters*, 38, 26-43.
- JAKES, P. & WHITE, A.J.R. (1972). «Major and Trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas». *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 29-40.
- JOPLIN, G.A. (1968). «The shoshonite association: a review». *J. Geol. Soc. Australia*, 15, 275-294.
- MACKENZIE, D.E.; CHAPPELL, B.W. (1972). «Shoshonite and calc-alkaline lavas from the Highlands of Papua, New Guinea». *Contr. Mineral Petrol.* 35, 50-62.

- MARMOTTANS, M. (1976). «Li, Rb, Sr, Ba dans les Massifs granitiques de Buddusò et de Concas (Sardaigne Nord-orientale) et dans leur enclaves. Implications pétrogénétiques». Thèse. Univ. de Droit, D'Economie et des Sciences D'Aix-Marseille III. 56 p.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1972). «A simple classification of volcanic rocks». Bull. Volcanologique, 38,2, 382-397.
- MIYASHIRO, A. (1973). «Metamorphism and metamorphic belts», George Allan & Unwin. L.T.D.
- MORRISON, G.W. (1980). «Characteristic and tectonic setting of the shoshonite rock association». Lithos, Vol. 13, 1. 97-108.
- NEUMAN, J.; MEAD, J.; VITALIANO, C.J. (1954). «Trace element variations during fractional crystallization as calculated from the distribution law», Geochim. Cosmoch. Acta. 6,90 p.
- RAPELA, C.W. & SHAW, D.M. (1979). «Trace and major element models of granitoid genesis in the Pampean Ranges, Argentina». Geochim. et Cosmochim. Acta. 43, 1117-1129.
- RITTMANN, A. (1973). «Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks». Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg. New York.
- ROCHE, J. DE L.A.; LETERRIER, J.; GRAND CLAUDE, P.; MARCHAL, M. (1980). «A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 diagram and Major-element analysis-its relationships with current nomenclature». Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, C.N.R.S. 54500 Vandoeuvre-lés-Nancy (France).
- SHAW, D.M. (1970). «Trace element fractionation during anatexis», Geochim. Cosmochim. Acta. 34, 237-243.
- STRECKEISEN, A.L. (1967). «Classification and Nomenclature of Igneous rocks». N.Sb. Miner. Abh 107,2 und. 3, 144-240.
- STRONG, D.F. (1979). «The Mount Peyton Batholith, Central New-foundland, a bimodal calc-alkaline suite». Journal of Petrology, 20, 119-138.
- VOGEL, Th.A (1982). «Magma mixing in the acidic-basic complex of Ard-namurchan. Implications on the Evolution of Shallow Magma Chambers». Contr. Mineral. Petrol. 79; 411-423.
- WINKLER, H.F.G. & VON PLATEN, H. (1961). «Experimentale Gesteinsmetamorphose. IV». Geochim. Cosmochim. Acta. 24, 48-69.

COLOQUIO

J.L. BARRERA pregunta si algunos énclaves tienen semejanzas vaugneríticas.

L.G. CORRETGE: Evidentemente las abundantes biotitas con microestructura decusada las asemeja bastante a algunas rocas vaugneríticas. Más al N. en la ensenada de Bueu, aparecen verdaderas vaugneritas ligadas a las granodioritas precoces, no a complejos migmatíticos como aparecen en la provincia de La Coruña.