



Estudio petrológico y geocronológico del plutón granítico post-cinemático de Neira

Petrological and geochronological study of the postkinematic pluton of Neira (Lugo, Spain)

BELLIDO MULAS, F.; BRANDLE MATESANZ, J. L.; GARCIA GARZON, J.; LASALA GAUSA, M. J.; REYES ANDRES, J.

El plutón granítico de Neira intruye discordantemente en metasedimentos precámbricos y cámbricos y en granitoides sincinemáticos de dos micas, con posterioridad al desarrollo de las fases deformativas hercínicas principales.

En este macizo plutónico se distinguen dos unidades intrusivas principales y el espectro litológico fundamental fluctúa entre granodioritas biotíticas y leucogranitos moscovíticos-biotíticos, con predominio de las variedades graníticas (adamellíticas). Estos términos petrológicos están relacionados entre sí a través de un proceso evolutivo controlado fundamentalmente por cristalización fraccionada, desempeñando un importante papel los minerales accesorios.

La datación de esta unidad plutónica por el procedimiento Rb-Sr en roca total, proporciona una edad de 287 ± 5 Ma, con una relación inicial $87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr}$ de 0.7074 ± 0.0004 , que corresponde a un episodio intrusivo Estefaniense.

Palabras clave: Pluton, postcinemático, Estefaniense

Neira granitic pluton intrudes in cambrian and precambrian metasediments and in synkinematic two mica granites after the development of the two main hercynian tectonic phases.

Two intrusive units are distinguished in this pluton and its petrological composition ranges from biotitic granodiorites to two mica leucogranites, predominating biotitic adamellites.

This suite of rocks is related by an evolution process mainly ruled by crystal fractionation. The accessory minerals play an important role in this process.

Rb-Sr dating of this plutonic unit gives an age of 287 ± 5 M y and an initial $87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr} = 0.7074 \pm 0.0004$.

Key words: Pluton, postkinematic, stephanien.

ENCUADRE GEOLOGICO

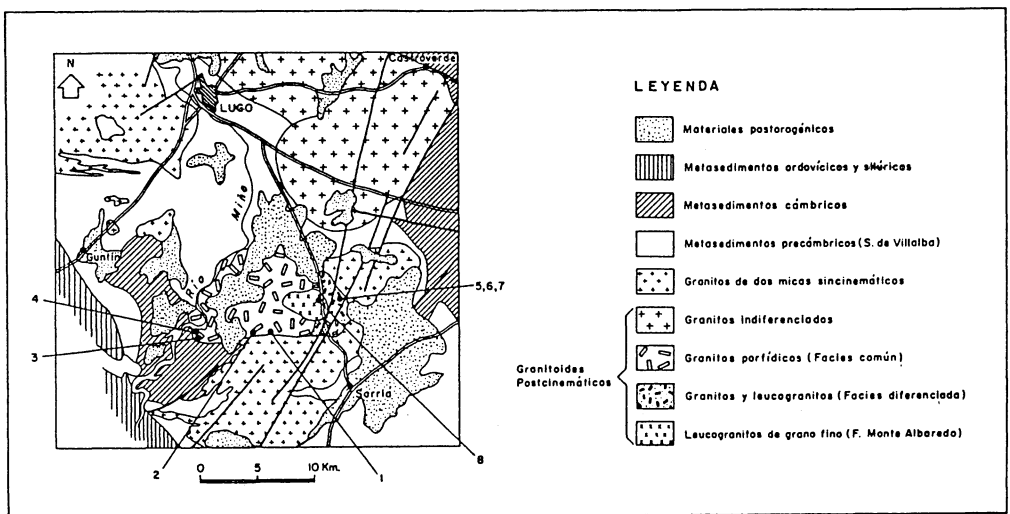
El Macizo de Neira está situado en la zona meridional de la provincia de Lugo y su aflorante tiene una forma vagamente arriñonada, con su dimensión mayor en dirección E-O y con una extensión superficial aproximada de unos 65 Km².

Este macizo granítico intruye en los metasedimentos precámbricos de la Serie de Villalba, en los esquistos cámbricos de la Serie de Cándana y sobre los granitos de dos micas de los Macizos de Sarria y de San Juan de Muro. El contacto con todos estos materiales es neto y de carácter intrusivo, siendo discordante, con respecto a todas las estructuras producidas por las deformaciones hercínicas sobre ellos. En las ocasiones en que ha sido posible la observación de los materiales metamórficos encajantes junto al contacto con los granitoides, no se han observado evidencias macroscópicas de la producción de metamorfismo de contacto, no obstante, a nivel microscópico, se han observado neoformaciones de cordierita sobre esquistos micáceos con sillimanita regional, y blastesis de moscovita de carácter más tar-

dío. También en algún caso se han observado intensas recristalizaciones, sericitizaciones y moscovitizaciones sobre los granitos de dos micas de San Juan de Muro, y presencia de cordierita pinnitizada en xenolitos de metasedimentos incluidos en estos granitoides de dos micas, en zonas próximas al contacto con el macizo de Neira.

En este trabajo, se establecen para este macizo granítico una configuración y dimensiones que son las determinadas por BELLIDO *et al.* (1987) en el proyecto de *Caracterización petrológica geoquímica y estructural de las rocas graníticas hercínicas del Norte de Galicia y Occidente de Asturias*, realizado por el ITGE (Fig. 1). Estas dimensiones, son superiores a las consideradas previamente por diversos autores, que se basaban esencialmente en la cartografía y estudios realizados por CAPDEVILA (1969), quien integraba el extremo oriental de este macizo, el stock de Monte Albarredo, y el granitoide de dos micas de San Juan de Muro, en el supuesto Macizo de granodioritas precoces de Puebla de San Julián (Pobra de San Xiao).

En este macizo granítico postectónico se



han distinguido bajo el punto de vista cartográfico dos unidades litológicas principales. La unidad fundamental está compuesta por granitos (adamellitas) biotíticos porfídicos con megacristales de feldespato potásico. Esta unidad presenta un carácter más diferenciado en la zona oriental del macizo donde llegan a individualizarse con carácter muy restringido facies leucograníticas con moscovita y carentes de textura porfídica. La segunda unidad distinguida corresponde a un pequeño stock de granitos (leucogranitos) de grano mediofino, biotíticos con moscovita, que son intrusivos sobre los granitoides de las facies principal.

CARACTERIZACION PETROGENETICA

La unidad principal de este macizo está constituida en su práctica totalidad por granitoides biotíticos porfídicos. El porfidismo está determinado por la presencia de megacristales de feldespato potásico con secciones rectangulares alargadas, cuyas longitudes más frecuentes fluctúan entre 1 y 3 cm. Estos megacristales presentan tonalidades rosada tenue o de color crema claro. La matriz varía entre grano medio y grueso, y en ella con frecuencia destacan cristales o grupos de cristales de cuarzo subredondeados y con tamaños de hasta 9 mm.

El porfidismo de estas rocas es variable pero en los tipos normales no es muy denso, encontrándose los megacristales bastante espaciados entre si. No obstante, con carácter local se observan zonas con densa acumulación de megacristales en relación con procesos de arrastre por flujo magmático, que son equivalentes a la facies «perortósica» de CAPDEVILA (1969).

La mineralogía principal de estas rocas está representada por cuarzo, plagioclasa (An 27-16), microclina y biotita, encontrándose como minerales accesorios apatito, circón, allanita, opacos y esfena. Como minerales secundarios puede encontrarse clorita, sericita, moscovita, prehnita, epidota, cli-

nozoisita, esfena, carbonatos y feldespato potásico.

Con carácter restringido, en el extremo SE del plutón, en la zona de Agro de Castro, se encuentran granitoides poco o nada porfídicos y de grano grueso o medio-grueso, predominantemente moscovíticos y muy leucocráticos. Estas rocas pasan gradualmente a las variedades de facies común por incremento progresivo del carácter porfídico y del contenido de biotita, siendo destacable el hecho de que incluso las rocas de facies común en este sector, son de carácter más diferenciado que en el resto del afloramiento plutónico.

La composición mineralógica principal de estas rocas está constituida por cuarzo, microclina, plagioclasa (An 19-0), biotita, y moscovita en proporciones bastante variables. Los minerales accesorios son apatito, circón, granate, turmalina y opacos. Entre los minerales secundarios pueden encontrarse clorita, sericita, moscovita, rutilo, opacos, epidota, clinozoisita y cuarzo.

La segunda unidad, presenta contactos netos intrusivos sobre la facies común, y es identificable con el granito de Monte Albarredo que CAPDEVILA (1969) consideraba como una facies de la Granodiorita de Puebla de San Julián (Pobra de San Xiao). Estos granitos son unas rocas de grano medio a fino, generalmente bastante leucocráticas, y aunque contienen con frecuencia dos micas, son en general predominantemente biotíticas. En ellas es frecuente la presencia de fenocristales subredondeados de cuarzo y con carácter esporádico aparecen pequeños megacristales dispersos de feldespato potásico.

La mineralogía principal de estas rocas consta de cuarzo, microclina, plagioclasa (An 19-7) y biotita, que puede quedar restringida a proporciones accesorias. Entre los minerales accesorios se encuentra moscovita, circón, turmalina, opacos, granate y apatito. Como minerales secundarios pueden aparecer clorita, sericita, moscovita, rutilo, opacos y clinozoisita.

Las estructuras de carácter ígneo en este

macizo plutónico son poco importantes y se relacionan exclusivamente con manifestaciones locales asociadas a flujo magmático (schlieren micaceos, bandas de acumulación de megacristales, orientación de feldespatos). Las directrices de orientación de megacristales en proximidad a las zonas de contacto no son tan ostensibles como podría hacer suponer la cartografía de APALATEGUI (1976) y ABRIL & PLIEGO (1976), siendo en bastantes zonas marginales prácticamente inapreciable o cambiante. Asimismo tampoco parece apropiada la distinción de una facies de borde con el sentido y regularidad que señalan los autores previamente mencionados y MARTINEZ CATALAN & DE PABLO (1980), ya que solo con carácter local se aprecia en estas zonas mayor riqueza en biotita y un porfidismo menos acentuado.

Con respecto a otro tipo de estructuras, no se observa ningún tipo de orientación deformativa relacionable con las principales fases hercínicas, siendo la intrusión posterior al desarrollo de estas. Los únicos efectos mecánicos que se observan sobre estas rocas, consisten en el desarrollo de cataclasis y algunas episienitizaciones, asociables a procesos de fracturación tardihercínicos, posteriores a la consolidación del cuerpo plutónico.

La presencia de enclaves en el Macizo de Neira es en general poco importante, y fundamentalmente se restringe a inclusiones microgranudas de composición tonalítica o cuarzdiorítica biotítico-anfibólica. Este tipo de enclaves adquiere una mayor importancia en una zona próxima a los bordes del macizo, situada entre las localidades de Belegan y Cendoy, donde pueden adquirir dimensiones más considerables y mayor abundancia, mientras que en el resto del área del afloramiento plutónico la presencia de enclaves microgranudos es bastante escasa. Con menor frecuencia y restringiéndose a los bordes del macizo, también pueden encontrarse escasos xenolitos metasedimentarios, identificables con los materiales encajantes.

El cortejo filoniano asociado al Macizo

de Neira consiste fundamentalmente en un conjunto de diques de granitos de grano fino y una serie de filones de cuarzo que salvo excepciones son poco importantes. También pueden encontrarse algunos filones micrograníticos o alguna vena o bolsada pegmatítica que aparecen con mayor frecuencia en el extremo oriental mas diferenciado del plutón.

CARACTERIZACION Y EVOLUCION GEOQUIMICA

Los datos composicionales de los granitoides del Macizo de Neira considerados en este trabajo, figuran en las tablas I y II. Asimismo, en estas tablas se incluyen las correspondientes normas CIPW y algunas relaciones interelementales de interés. En la tabla III se incluyen los valores medios de los tipos litológicos fundamentales.

La composición mayoritaria se ha determinado fundamentalmente por espectrometría de absorción atómica en los laboratorios del Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca y la mayor parte de los elementos traza se han analizado por activación neutrónica instrumental en el E. C. N. de Petten (Holanda). La determinación de Rb y Sr se ha realizado por F. R. X. en los laboratorios del I. T. G. E.

El examen de las composiciones mayoritarias pone de manifiesto que las rocas pertenecientes a la facies común, presentan composiciones que fluctúan dentro de un espectro granodiorítico-granítico con una composición media adamellítica. Con respecto a las facies plutónicas más evolucionadas, se observa que en ambos tipos distinguidos, la composición corresponde a tipos graníticos fuertemente diferenciados y bastante similares, aunque con ciertas diferencias que fundamentalmente se manifiestan con respecto a los álcalis. Así, se encuentra una cierta tendencia de enriquecimiento en sodio en la facies que aparece como una

TABLA I. Composición química (E. Mayores) y Norma CIPW de los granitoides del Macizo de Neira.

	1	2	3	4	5	6	7	8	NC	NA
SiO2	70.79	64.91	67.53	68.40	76.54	75.91	75.21	75.27	71.90	74.90
TiO2	0.44	0.71	0.68	0.65	0.04	0.16	0.10	0.16	0.30	0.05
Al2O3	13.92	16.11	15.18	14.38	13.49	13.19	13.82	13.78	13.45	12.61
Fe2O3	0.66	1.19	0.82	1.07	0.36	0.38	0.21	0.26	0.95	0.23
FeO	2.02	3.56	2.95	3.00	0.29	0.21	0.58	0.54	1.50	0.20
MnO	0.04	0.06	0.06	0.06	0.02	0.04	0.05	0.03	0.05	0.05
MgO	0.43	0.98	0.77	0.79	0.10	0.13	0.11	0.26	0.45	0.16
CaO	1.29	2.64	2.12	2.30	0.44	0.40	0.45	0.22	1.70	0.78
Na2O	3.69	4.14	3.69	3.59	4.19	4.36	4.40	3.59	3.40	4.05
K2O	4.75	4.34	4.47	4.34	4.36	4.03	4.10	5.23	4.65	4.92
P2O5	0.05	0.22	0.09	0.11	-	0.05	0.25	0.06	0.14	0.04
H2O	1.61	0.78	1.25	1.06	0.30	0.90	0.90	0.33	0.65	1.40
TOTAL	99.69	99.64	99.61	99.75	100.13	99.76	100.18	99.73	99.24	99.39
Q	26.74	15.67	21.82	23.53	34.29	34.21	33.12	33.42	29.69	31.04
Or	28.07	25.65	26.42	25.65	25.77	23.82	24.23	30.91	27.48	29.08
Ab	31.23	35.03	31.23	30.38	35.46	36.89	37.23	30.38	28.77	34.27
An	6.07	11.66	9.93	10.31	2.18	1.66	0.60	0.70	7.52	1.70
Pl	-	-	-	0.33	-	-	-	-	-	1.21
Wo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.17
Hy	3.58	6.93	5.65	5.47	0.46	0.32	1.09	1.22	2.69	-
Hm	-	-	-	-	-	0.14	-	-	-	-
Mt	0.96	1.73	1.19	1.55	0.52	0.34	0.30	0.38	1.38	0.33
Il	0.84	1.35	1.29	1.23	0.08	0.30	0.19	0.30	0.57	0.09
Ap	0.12	0.51	0.21	0.25	-	0.12	0.58	0.14	0.32	0.09
C	0.48	0.33	0.63	-	1.08	1.05	1.92	1.96	0.07	-
1.D	86.03	76.35	79.46	79.55	95.52	94.92	94.59	94.71	85.94	94.39

1,2,3,4 Granitoides biotíticos porfídicos (facies común).
 5,6,7 Leucgranitos moscovítico biotíticos
 8 Leucgranito de Monte Albarado
 NC Granitoide biotítico porfídico (facies común) (en Cocherie 1978)
 NA Granito aplítico (en Cocherie 1978)

TABLA II. Composición química (E. Traza) y relaciones interelementales de los granitoides del Macizo de Neira.

	1	2	3	4	5	6	7	8	NC	NA
Rb	160	145	150	150	330	330	320	160	158	234
Cs	9.7	7.1	6.2	6.1	18.6	29.2	17.8	12.7	10.9	14.3
Ba	490	700	690	750	160	130	80	230	495	13
Sc	116	200	151	167	20	16	18	56	137	nd
Ta	1.39	1.06	1.10	1.05	3.85	4.8	3.88	1.98	1.95	9.30
Th	14.2	11.4	13.5	9.63	6.19	6.21	5.90	9.48	12.8	14.8
U	5.9	3.8	5.4	3.2	24.7	22.0	34.6	13.3	3.6	2.5
Hf	5.85	8.4	7.5	7.6	1.90	2.20	1.63	2.20	5.9	3.7
La	41.2	45.8	79.6	28.4	6.79	6.73	6.37	13.0	37.0	5.0
Ce	95.9	118	124	71.6	20.8	22.4	22.3	34.8	69.0	11.5
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	31.0	8.0
Sm	7.48	8.07	12.6	5.72	4.14	4.14	4.27	4.0	6.1	2.8
Eu	1.30	1.97	1.90	1.66	0.31	0.15	0.22	0.42	1.20	0.18
Tb	0.82	0.96	1.37	0.68	0.37	0.30	0.95	0.41	0.77	0.57
Yb	3.14	2.67	3.66	2.9	2.41	2.55	2.47	2.44	2.8	3.9
Lu	0.59	0.58	0.75	0.59	0.73	0.61	0.64	0.56	0.44	0.65
ΣREE	150.43	178.05	223.88	111.55	35.55	36.88	37.22	55.57	117.31	24.60
K/Rb	297	299	298	289	132	122	128	327	294	210
Ca/Sc	111	132	140	138	220	250	250	39	124	nd

TABLA III. Composiciones medias de los tipos litológicos fundamentales del Macizo de Neira.

	F.COMUN X	F.LEUCO X	M.ALBA		F.COMUN X	F. LEUCO X	M. ALBA
SiO ₂	67.91	75.89	75.27	Rb	151	327	160
TiO ₂	0.62	0.10	0.16	Cs	7.3	21.9	12.7
Al ₂ O ₃	14.90	13.50	13.78	Ba	657	123	230
Fe ₂ O ₃	0.94	0.32	0.26	Sr	158	18	56
FeO	2.88	0.36	0.54	Ta	1.15	4.18	1.98
MnO	0.06	0.04	0.03	Th	12.18	6.10	9.48
MgO	0.74	0.11	0.26	U	4.57	27.10	13.3
CaO	2.09	0.43	0.22	Hf	7.34	1.91	2.20
Na ₂ O	3.78	4.32	3.59	La	48.75	6.63	13.0
K ₂ O	4.48	4.16	5.23	Ce	102.4	21.81	34.8
P ₂ O ₅	0.12	0.10	0.06	Nd	-	-	-
H ₂ O	1.18	0.70	0.33	Sm	8.47	4.18	4.0
				Eu	1.71	0.23	0.42
				Tb	0.96	0.54	0.41
				Yb	3.09	2.48	2.44
				Lu	0.63	0.66	0.56
				∑REE	242.18	66.43	88.39
				La/Yb	10.64	1.80	3.59
				Eu/Eu	0.70	0.18	0.38

X F.COMUN muestras N^o 1,2,3,4
X F.LEUCO muestras N^o 5,6,7,8
M.ALBA muestra N^o 8

evolución ácida transicional de la facies común (leucogranitos moscovíticos biotíticos).

Atendiendo a la composición normativa, puede observarse que las rocas de la facies común, corresponden a tipos débilmente peraluminicos, con escaso contenido de corindón normativo, e incluso metalumínicos con ligeros contenidos de diopsido. En los granitoides de las facies más evolucionadas, se incrementa apreciablemente el carácter peraluminico, si bien en el caso de la aplita, tomada del trabajo de COCHERIE (1978) se observa un apreciable déficit de aluminio que incluso se traduce en la presencia de wollastonita normativa. No obstante, teniendo en cuenta las características del cortejo aplítico de esta unidad plutónica, es posible que este hecho sea debido a una deficiencia analítica en la determinación del aluminio.

Las pautas evolutivas de esta unidad plutónica con respecto a los elementos mayores pueden observarse en la fig. 2 en la que se han representado las variaciones de los elementos más significativos, con respecto al contenido en SiO₂, que se ha elegido

en este caso como indicador de la evolución magmática. En estos diagramas, puede observarse que los procesos evolutivos quedan claramente reflejados por una firme tendencia a la disminución de los elementos de significación básica (Fe, Mg, Ca, Ti). Para los álcalis, en el caso del sodio no se observa una tendencia de variación definida, mientras que en el caso del K, se observa para las muestras correspondientes a la facies común, un aumento en paralelo a la diferenciación, que prosigue en los términos aplíticos y en los leucogranitos de Monte Albaredo, pero que en el caso de la facies leucograníticas de dos micas no continua, definiéndose para ellos una rama de evolución descendente.

Estas pautas evolutivas observadas para el conjunto, pueden explicarse en sus líneas fundamentales por un proceso de cristalización fraccionada en el que desempeñan un importante papel la plagioclasa el feldespato potásico y la biotita, si bien hay que tener en cuenta variaciones en estos procesos de cristalización, y la posible participación de mecanismos de transferencia en fase fluida,

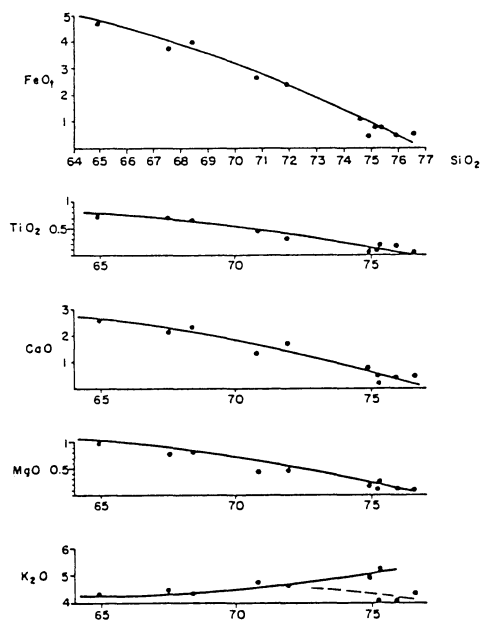


Fig. 2. Diagramas de Variación % Oxidos SiO₂ para los elementos mayores más representativos.

que determinan las divergencias que se observan en los términos finales de la diferenciación.

En cuanto a la evolución de los elementos trazas considerados (Fig. 3), se observa que un grupo de ellos (Ba, Sr, Hf y REE) tienen una clara tendencia a la disminución en los términos litológicos más evolucionados, presentando unas líneas evolutivas bastante nítidas. El comportamiento de este grupo de elementos traza se encuentra como en el caso de los elementos mayores de significación básica, controlado fundamentalmente por la cristalización de plagioclasa (de composición más cálcica) feldespato potásico y biotita, así como de algunos minerales accesorios (apatito, circón y allanita) de cristalización precoz, que tienden a empobrecer en estos elementos a los magmas residuales.

El comportamiento de los elementos traza no controlados positivamente por estos procesos de cristalización, es más complejo, y sigue unas pautas menos definidas.

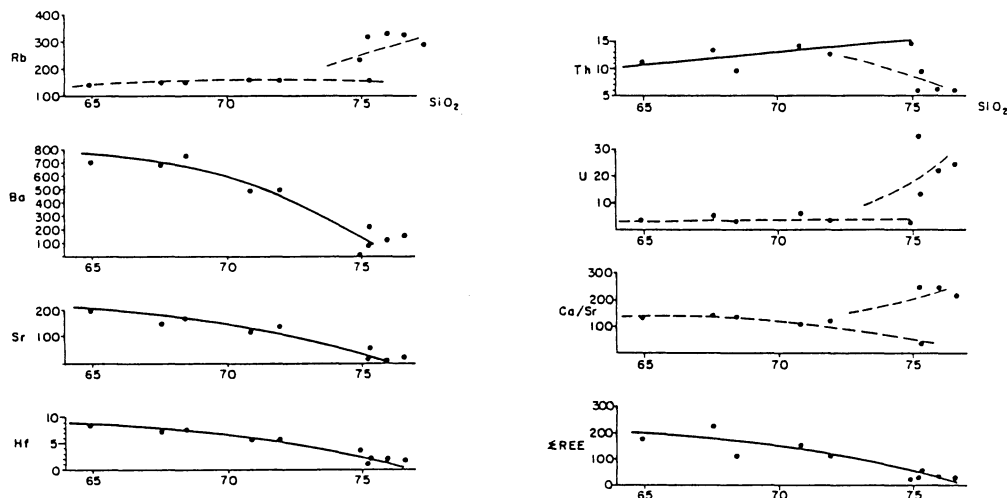


Fig. 3. Diagrama de variación con respecto a SiO₂ de algunos elementos traza y relaciones interelementales de interés.

Así, el Rb, en las rocas de facies común tiene una débil tendencia al aumento con los procesos de diferenciación, pero en los términos más evolucionados presenta una notable dispersión, con una elevación muy brusca en los leucogranitos moscovíticos biotíticos. También el Th presenta una tendencia dispersiva en los granitoides más ácidos, que en este caso se traduce en una fuerte depresión en las variedades moscovítico biotíticas. Este comportamiento del Th, respecto a la tendencia evolutiva principal, difiere del observado fundamentalmente en otras unidades plutónicas (BELLIDO 1979, APARICIO *et al.*, 1983) que se manifiesta por una disminución firme y continua según progresa la diferenciación, por encontrarse fuertemente controlado por la cristalización del circón.

El comportamiento del U en la secuencia de diferenciación principal presenta escasa variación, si bien, en los términos más evolucionados se observan importantes anomalías positivas, sobre todo los leucogranitos de dos micas.

Las relaciones K/Rb y Ca/Sr también presentan escasa variación en la parte principal de la secuencia evolutiva, volviendo nuevamente a encontrarse importantes anomalías, si bien de signo opuesto, en los diferenciados leucograníticos de dos micas.

Toda esta serie de observaciones, ponen de manifiesto que Rb, Th y U tienen una moderada tendencia a permanecer en los fundidos graníticos residuales, no siendo efectiva su extracción por las fases minerales cuya cristalización controla las pautas de evolución principales del macizo granítico. Asimismo, las bruscas variaciones observadas en el comportamiento de estos elementos en los leucogranitos de dos micas, pone de manifiesto que en la génesis de estas rocas han intervenido mecanismos de diferenciación superpuestos a los que condicionan las pautas principales. Estos mecanismos están muy posiblemente relacionados con una alta concentración de volátiles (H₂O...).

En el caso de las Tierras Raras, se observa

para el conjunto de los elementos determinados, una firme y continua tendencia a la disminución con la diferenciación, lo que teniendo en cuenta los coeficientes de reparto de los minerales principales (Tabla IV) pone claramente de manifiesto que el comportamiento de la mayoría de ellos está controlado fundamentalmente por la cristalización de los minerales accesorios (apatito, allanita y circón). No obstante, en el caso del Eu, los elevados coeficientes de reparto de los feldespatos, y la importancia cuantitativa de estos minerales en los procesos de cristalización, hacen que sean los principales controladores del comportamiento de este elemento.

TABLA IV. Composición de minerales y coeficientes de reparto utilizados en los cálculos de fraccionamiento.

	BIOT	PG	FK
SiO ₂	35.67	58.08	63.81
TiO ₂	3.77	0.06	0.04
Al ₂ O ₃	15.03	26.17	20.39
FeO _t	28.52	0.16	0.11
MnO	0.38	-----	-----
MgO	6.08	-----	-----
CaO	-----	7.39	0.26
Na ₂ O	0.04	6.79	2.32
K ₂ O	8.26	0.78	12.67

	PG	FK	Bi	Ad	Zr	All
Rb	0.048	0.66	4.2	----	-----	-----
Sr	5.0	3.87	0.22	----	-----	-----
Ba	0.36	6.12	8.0	----	-----	-----
Ce	0.35	0.055	1.03	69.4	16.8	1520
Sm	0.20	0.025	1.03	126	14.1	646
Eu	5.4	5.83	0.68	60.8	16	101
Yb	0.145	0.015	0.71	48	527	23.5

Datos de coeficiente de reparto en SEVIGNI *et al.*, 1988.

Datos para Sr. en Pg y Sa en Si (POLI *et al.*, 1989).

En la fig. 4 se encuentran los espectros de Tierras Raras correspondientes a las composiciones medias de las facies consideradas en este trabajo, normalizadas al valor condritico (BOYNTON, en HENDERSON

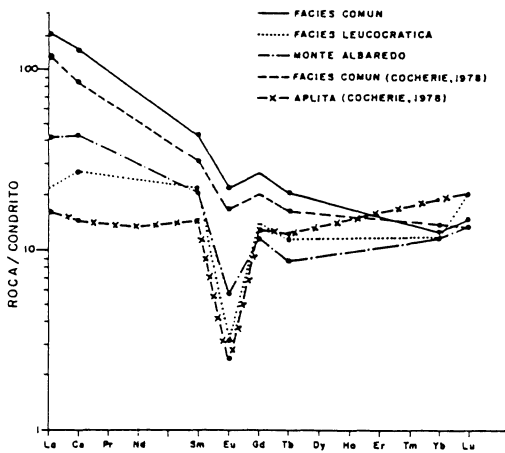


Fig. 4. Diagrama de REE (normalizados a valor condrito) de los granitoides del Macizo de Neira.

1984), habiéndose incluido también datos de algunas muestras estudiadas por COCHERIE (1978).

En estos diagramas, se observa para la facies común, un espectro que presenta un apreciable fraccionamiento entre las Tierras Raras ligeras y las pesadas, con una anomalía negativa de Eu muy poco acentuada. Este comportamiento es bastante diferente del observado para los granitoides postcinemáticos de O Pindo en el occidente de Galicia por GIL IBARGUCHI *et al.* (1984), que tiene un espectro algo más pobre en Tierras Raras ligeras, una importante anomalía en Eu, y un moderado enriquecimiento en los términos más pesados de las Tierras Raras.

Los espectros que presentan la facies leucocrática y la facies Monte Albaredo, son más pobres en Tierras Raras ligeras y tienen anomalías negativas considerables en Eu, observándose en algunos casos enriquecimientos en Tierras Raras pesadas, en el primer sentido que los detectados por GIL IBARGUCHI *et al.* (1984) para el granito de O Pindo.

CALCULOS DE FRACCIONAMIENTO

Con objeto de verificar la posibilidad de que las distintas facies observadas en este plutón granítico, se encuentren relacionadas entre si, a través de procesos de cristalización utilizando los procedimientos de cálculo de STORMER y NICHOLLS (1978) según el programa XLFRAC. En estos cálculos se ha considerado como operante la cristalización de cuarzo, feldespato potásico, biotita y plagioclasa, que son los minerales petrográficos esenciales observados en este conjunto litológico. Las composiciones de estos minerales, (Tabla IV) corresponden en el caso de la biotita a fases analizadas en estas rocas, o a fases procedentes de otros plutones postcinemáticos de características similares en el Macizo Hespérico, para los feldespatos.

En la tabla Va, figuran los resultados obtenidos para el paso por fraccionamiento de la facies común a la facies leucocrática, encontrándose, que pueden conseguirse unos resultados aceptables con una tasa de cristalización del 58,25 % y con las proporciones de minerales indicadas en dicha tabla.

Los resultados para la generación de la facies Monte Albaredo a partir de la facies común, figuran en la tabla Vb. En este caso, se observa que la tasa de cristalización necesaria es algo inferior, 50,20 %, requiriéndose una cristalización de feldespato potásico netamente inferior, así como una mayor proporción de plagioclasa, mientras que para la biotita y el cuarzo se observan variaciones de pequeña magnitud.

Utilizando las proporciones de cristalización de minerales principales obtenidas en los cálculos precedentes, y los coeficientes de reparto que presentan estas fases para los principales elementos traza (Tabla IV), se ha procedido a determinar a partir de las ecuaciones de fraccionamiento, los contenidos de Rb, Sr, Ba y Eu que corresponderían a los magmas diferenciados teóricos (facies leucocrática y facies Monte Albaredo).

TABLA V A. Diferenciación de F. común a F. Leuco.

	COM. TOTAL DE MATERIAL ARAD. O SUBSTR.	DIF. OBSERV. ENTRE MAGMAS	DIF. CALC. ENTRE MAGMAS	RESID.
SiO ₂	64.46	7.216	7.038	.178
TiO ₂	.80	-.532	-.409	-.123
Al ₂ O ₃	17.11	-1.595	-2.035	.440
SFeO	5.93	-.866	-3.076	.210
MgO	1.25	-.644	-.661	.017
CaO	2.83	-1.700	-1.398	-.302
Na ₂ O	3.04	.498	.768	-.269
K ₂ O	4.58	-.378	-.227	-.151

SUM DE CUADRADOS DE RESIDUALES = .4715

	CANTID. EN % PESO DE MAGMA INIC.	CANTID. EN % PESO DE TODAS FASES	CANTID. EN % PESO DE FASES ARAD.	CANTID. EN % PESO DE FASES SUBSTR.
K-FEL	-11.90	20.43	.00	20.43
PLAG	-21.79	37.41	.00	37.41
BIOT	-11.62	19.95	.00	19.95
Q	-12.94	22.21	.00	22.21

TOTAL REL. A MAGMA INIC. = 58.25

TABLA V B. Diferenciación de F. común a F. M. Albaredo.

	COM. TOTAL DE MATERIAL ARAD. O SUBSTR.	DIF. OBSERV. ENTRE MAGMAS	DIF. CALC. ENTRE MAGMAS	RESID.
SiO ₂	63.17	6.583	7.038	.178
TiO ₂	.91	-.472	-.409	-.123
Al ₂ O ₃	17.49	-1.314	-2.035	.440
SFeO	6.74	-2.856	-3.053	.197
MgO	1.42	-.493	-.580	.087
CaO	3.41	-1.912	-1.600	-.311
Na ₂ O	3.35	.238	.138	-.376
K ₂ O	3.52	-.701	-.879	-.178

SUM DE CUADRADOS DE RESIDUALES = .5993

	CANTID. EN % PESO DE MAGMA INIC.	CANTID. EN % PESO DE TODAS FASES	CANTID. EN % PESO DE FASES ARAD.	CANTID. EN % PESO DE FASES SUBSTR.
K-FEL	-4.89	9.73	.00	9.73
PLAG	-22.86	45.54	.00	45.54
BIOT	-11.40	22.72	.00	22.72
Q	-11.05	22.01	.00	22.01

TOTAL REL. A MAGMA INIC. = 50.20

Los resultados obtenidos (Tabla VI) ponen de manifiesto en el caso de la facies Monte Albaredo, una gran coincidencia entre los valores calculados y los reales, lo que indica que han sido estos procesos de cristalización fraccionada los que han controlado esencialmente la génesis de esta facies. En el caso de la facies leucocrática, se observa que los resultados para el Ba y el Eu son muy aproximados, mientras que el Rb y el Sr presentan notables diferencias entre los valores calculados y los reales. Estas diferencias son posiblemente debidas a la superposición de procesos de transferencia en fases hidrotermales, que operan de forma importante en estos residuos magmáticos, y que tienen gran efectividad en la redistribución de los elementos considerados.

Tal y como se ha reseñado en el apartado precedente, el comportamiento de algunas de las Tierras Raras está fuertemente condicionado por la cristalización de algunos de los minerales accesorios. De hecho, la evolución del conjunto de las Tierras Raras (Σ REE) tiene que encontrarse en este caso muy determinada por la cristalización de estas fases, ya que se observa una neta disminución del contenido de estos elementos paralelamente al aumento del grado de diferenciación. Este hecho no es justificable por la cristalización de los minerales principales, ya que tienen para la mayoría de ellos, coeficientes de reparto muy próximos o inferiores a la unidad. Con objeto de estimar de manera aproximada si la cristalización de apatito, circón y allanita podrían justificar la evolución observada, se han planteado un conjunto de ecuaciones de cristalización, asumiendo la no influencia de los minerales principales, unas proporciones de cristalización similares a las calculadas en el proceso anterior, y una cristalización de apatito, circón y allanita que debe aproximarse a un 1%. Estas ecuaciones se encuentran representadas en la tabla VII, así como las soluciones correspondientes, de las que puede deducirse en principio, que la

TABLA VI. Paso de facies común a facies leucocrática.

Mineral	Pg	Fk	Bi	Q	Dc -1	C _o	Calc. C _L	Real C _L	F ^(Dc-1)
%	0.3741	0.2043	0.1995	0.2221					
D-Rb	0.018	0.135	0.838	0	-0.009	151	152.2	327	1.008
D-Sr	1.871	0.791	0.044	0	1.706	158	35.6	18	0.225
D-Ba	0.135	1.250	1.596	0	1.981	657	116.3	123	0.177
D-Eu	2.020	1.191	0.136	0	2.347	1.71	0.22	0.23	0.129

$$F = 1 - 0.5825 = 0.4175$$

Paso de facies común a facies M. Albaredo

Mineral	Pg	Fk	Bi	Q	Dc-I	C _o	Calc. C _L	Real C _L	F ^(Dc-1)
%	0.4554	0.0973	0.2272	0.2201					
D-Rb	0.022	0.064	0.954	0	0.040	151	146.8	160	0.972
D-Sr	2.277	0.377	0.050	0	1.704	158	48.2	56	0.305
D-Ba	0.164	0.595	1.818	0	1.577	657	218.8	230	0.333
D-Eu	2.459	0.567	0.154	0	2.180	1.71	0.37	0.42	0.219

$$F = 1 - 0.520 = 0.498$$

$$C_L = C_o F^{(D_c - I)}$$

TABLA VII. Paso de facies común a facies leucocrática.

	$\ln F$	D_{Ap}	D_{Zr}	D_{All}	$L_N \frac{Cl}{Co}$
Ce	- 0.8977	(69.4 x	+ 16.8 y	+ 1520 z - 1)	= - 1.56
Sm	- 0.8977	(126 x	+ 14.1 y	+ 646 z - 1)	= - 0.71
Yb	- 0.8977	(48 x	+ 527 y	+ 101 z - 1)	= - 0.22
F	1 - (Fracción cristalizada Q + Fk + Og + Bi + Acc) = 1 - 0.5925 = 0.4075				
Acc	0.01				
x = Ap	= 0.006				
y = Zr	= 0.002				
z = All	= 0.001				

Proporciones de minerales accesorios cristalizados

Paso de facies común a facies M. Albaredo

	$\ln F$	D_{Ap}	D_{Zr}	D_{All}	$L_N \frac{Cl}{Co}$
Ce	- 0.7174	(69.4 x	+ 16.8 y	+ 1520 z - 1)	= - 1.08
Sm	- 0.7174	(126 x	+ 14.1 y	+ 646 z - 1)	= - 0.76
Yb	- 0.1774	(48 x	+ 527 y	+ 101 z - 1)	= - 1.39
F	1 - (Fracción cristalizada Q + Fk + Pg + Bi + Acc) = 1 - 0.5120 = 0.488				
Acc	0.01				
x = Ap	= 0.010				
y = Zr	= 0.002				
z = All	= 0.001				

Proporciones de minerales accesorios cristalizados

$$F (D_c - 1) = \frac{Cl}{Co}$$

$$L_N F (D_c - 1) = L_N \frac{Cl}{Co}$$

cristalización de estas fases accesorias, puede justificar en gran parte la evolución observada para las Tierras Raras.

ESTUDIO GEOCRONOLÓGICO

Las determinaciones geocronológicas se han realizado por el método Rb-Sr en roca total en los laboratorios de geocronología del I. T. G. E. Con este fin, se han tomado muestras de roca fresca de unos 10 Kg que son reducidas a tamaño analítico mediante molienda con machacadora de mandíbulas, molino de anillos y molino de ágata. Cantidades adecuadas de estas muestras son atacadas posteriormente con una mezcla de 1:5 de HF: HClO₄.

La separación química del Rb y del Sr se realiza por cromatografía de intercambio catiónico AG 50 W-X8 que se eluye con HCl 2.5 N.

Los contenidos de Rb y Sr y la relación Rb/Sr en roca total se miden sobre pastillas de polvo prensado, por fluorescencia de Rayos X, realizándose las correcciones de variación de matriz para la determinación de estos elementos a partir de la dispersión Compton del haz primario KB del Rh.

La composición isotópica del Sr fue determinada con un espectrómetro de masas Varian Mat TH5 de detección simple, utilizando como detector la caja de Faraday y con salida analógica. Se han utilizado filamentos dobles de Re. El fraccionamiento instrumental se ha corregido normalizando el valor de la relación $86\text{ Sr}/88\text{ Sr} = 0,1194$. La determinación de la composición isotópica en roca total, se ha realizado sobre muestras sin spike.

Los errores en las determinaciones se han estimado en 1,5 % como máximo para la relación Rb/Sr y en 0.2 % para la relación $87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$. En estos límites para el error relativo, se incluyen tanto los errores sistemá-

tics como los aleatorios del proceso analítico, y la contribución del blanco de Sr a las medidas es siempre inferior al 0.5 %.

Las isocronas de mejor ajuste se han calculado mediante un programa de regresión lineal por mínimos cuadrados, ponderados con la precisión de las medidas, según el método de York Williamson.

La constante de desintegración del 87 Rb utilizada es $1.42 \cdot 10^{-11}$ años (valor recomendado por la IUGS). Como criterio de pertenencia de los puntos a la isocrona se utiliza el valor de M. S. W. D. y los errores indicados para las edades y las relaciones iniciales $87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$ corresponden a errores inferiores a 1σ .

La datación se ha realizado sobre muestras de roca total, pertenecientes a los granitoides de la facies común y de la facies leucocrática. La localización de estas muestras se encuentra en la figura 1, y los datos analíticos y los resultados en la tabla VIII y en las isocronas de las figuras 5a y 5b.

Utilizando todas las muestras analizadas se obtiene una isocrona que proporciona una edad de 287 ± 5 Ma con una relación inicial $87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$ de 0.7074 ± 0.0005 . El valor de M. S. W. D. de esta isocrona es de 1.83, que se encuentra por debajo del valor crítico para 7 muestras que es 2.29. Si se consideran los datos procedentes de COCHERIE (1978) para una muestra de la facies común y otra de un granito aplítico de este macizo, y se integran con los obtenidos en este trabajo, la isocrona resultante suministra una edad de $283 \pm$ Ma con una relación $87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$ inicial de 0.7080 ± 0.0004 , valores que resultan muy similares a los anteriores.

Estos datos cronológicos, corresponden a una etapa de intrusión estefaniense, que tiene lugar en un periodo de tranquilidad tectónica, con posterioridad al desarrollo de las fases deformativas hercínicas principales en este ámbito del Macizo Hespérico.

TABLA VIII. Resultados analíticos. Estudio geocronológico Macizo de Neira.

	<u>Muestra</u>	<u>Rb ppm</u>	<u>Sr ppm</u>	<u>Rb/Sr</u>	<u>$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$</u>	<u>$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$</u>
4201	1	160	116	1.374	3.982	0.7259
4202	2	145	200	0.725	2.099	0.7161
4203	3	150	151	0.994	2.879	0.7171
4204	4	150	167	0.896	2.595	0.7163
4206	5	330	20	15.970	47.043	0.8930
4207	6	330	16	20.130	59.643	0.9537
4208	7	320	18	17.935	53.017	0.9295
	NC				3.10	0.7262
	NA				324	2.0

RESULTADOS

Resultados obtenidos con los datos del presente estudio Edad: 287 ± 5 Ma
 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 : 0.7074 \pm 0.0005$

Resultados obtenidos incluyendo las muestras de COCHERIE (1978) Edad: 283 ± 3 Ma
 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 : 0.7080 \pm 0.0004$

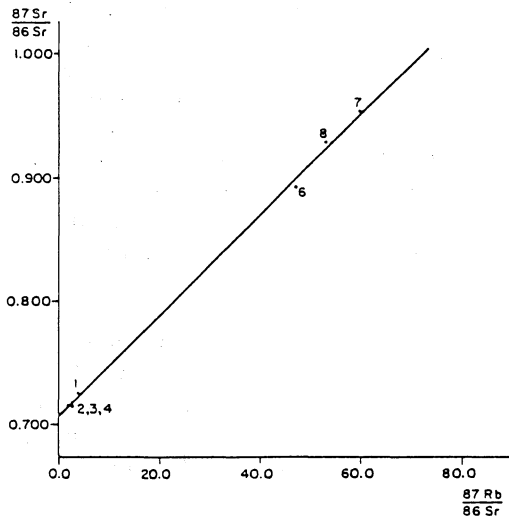


Fig. 5a. Isocrona de roca total.

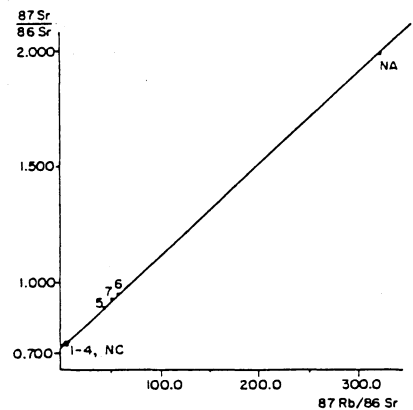


Fig. 5b. Isocrona de roca total y biotita (incluyendo datos de Cacherie 1978).

CONCLUSIONES

De las consideraciones realizadas en este trabajo pueden derivarse las conclusiones siguientes.

El estudio de las relaciones petrológicas y geoquímicas de las distintas facies de este macizo granítico, ponen de manifiesto que se trata de un conjunto litológico relacionado genéticamente a través de procesos de cristalización fraccionada, a los que en algún caso se superponen otros mecanismos de diferenciación, como puede ser el transporte de elementos en fase volátil. Estos procesos de fraccionamiento están controlados principalmente por la cristalización de plagioclasa, biotita, feldespato potásico y cuarzo, siendo fundamental el papel de la cristalización de los minerales accesorios (allanita, circón y apatito) en la evolución de las Tierras Raras.

Las relaciones isotópicas iniciales de Sr en estos granitoides, son superiores a las que corresponderían en caso de procedencia intracortical pero a su vez con demasiadas bajas para poder pensar en una génesis a partir de materiales metasedimentarios y ortoneisicos equiparables a los aflorantes en el ámbito regional. La génesis de estos granitoides posiblemente se encuentra relacionada con la fusión de materiales metagrauváquicos en profundidad, de acuerdo con las estimaciones de GIL IBARGUCHI *et al.* (1984).

La datación por el método de Rb-Sr de esta unidad plutónica suministra una edad de 287 ± 5 Ma (283 ± 3 Ma teniendo en cuenta los datos de COCHERIE 1978), que corresponde a una etapa posterior a las deformaciones hercínicas principales en este ámbito del Macizo Hespérico.

BIBLIOGRAFIA

- ABRIL y PLIEGO, D., 1976. Guntin (97) *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000. I. G. M. E.
- APALATEGUI, O., 1976. Baralla (98) *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000. I. G. M. E.
- APARICIO, A., BELLIDO, F., BRANDLE, J. L., GARCIA, L. y SANTOS, V., (1983). Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centro-oriental del Sistema Central Español. *Estud. Geol.* 39. 271-306.
- BELLIDO, F., 1979. Estudio petrológico y geoquímico del plutón granítico de La Cabrera (Madrid). *Tesis Doctoral* Univ. Complutense. Madrid, 331 p.
- BELLIDO MULAS, F., GONZALEZ LODEIRO, F., KLEIN, E., MARTINEZ CATALAN, J. R. y PABLO MACIA, J. G., 1987. Las rocas graníticas hercínicas del norte de Galicia y occidente de Asturias. *Memorias I. G. M. E.* 101, 157 p.
- CAPDEVILA, R., 1969. Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Oriental (NW de l'Espagne). *Thèse de l'Etat* Univ. Montpellier, 430 p.
- COCHERIE, J. P., 1978. Géochimie des terres rares dans les granitoides: *Unpub. Thesis* Univ. de Rennes, 207 p.
- GIL IBARGUCHI, J. I., BOWDEN, P., WHITLEY, J. E., 1984. Rare earth element distribution in some hercynian granitoids from the Finisterre region. NW Spain. *Jour. J. Geol.*, 92, 397-416.
- HENDERSON, P. (Editor), 1984. Rare earth element geochemistry. Amsterdam, *Elsevier*. 510 p.
- MARTINEZ CATALAN, J. R. y PABLO MACIA, J. G. de, 1980. Sarria (124) *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000 I. G. M. E.
- POLI, G., GHEZZO, C. and CONTAILLI, S., 1989. Geochemistry of granitic rocks from the Hercynian Sardinia-Corsica batholith: Implication for magma genesis. *Lithos* 23, 247-266.
- SEVIGNY, J. H., PARRISH, R. R. and GHENT, E. D., 1989. Petrogenesis of peraluminous granites, Monashee Mountains, southeastern Canadian Cordillera. *Jour. Petrol.* 30, 557-581.
- STORMER, J. C. and NICHOLLS, J., 1978. XLFAC, a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Comput. & Geosciences* 4, 143-160.

Recibido, 28-III-90

Aceptado, 30-IV-90