

## DIQUES CAMPTONITICOS EN EL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

C. Villaseca (\*) y J. de la Nuez (\*\*)

### RESUMEN

Se determinan los caracteres mineralógicos y geoquímicos de un conjunto de diques camptoníticos de dirección N-S con texturas ocelares y facies de tipo diatrema que aparecen en el Sistema Central Español. Las camptonitas son de composición ultrabásica peralcalina, de carácter moderadamente potásico.

La presencia de texturas ocelares en estos diques puede interpretarse debido a un fenómeno de inmiscibilidad entre un líquido de tipo sienítico y el magma lamprofídico. La aparición de facies brechoidales de tipo diatrema, englobando xenolitos de rocas graníticas superficiales, y rocas esquistosas y de granulitas ricas en elementos incompatibles, proporciona un muestreo excepcional de la corteza continental anómala en este área.

**Palabras clave:** *Camptonita, ocelo, diatrema, inmiscibilidad, sienita, diques alcalinos, Mesozoico inferior.*

### ABSTRACT

Mineralogical and geochemical characters of camptonite dykes with ocellar textures and diatreme facies of the Sistema Central Español have been determined. Camptonites are ultrabasic and peralkaline in composition, with moderate potassic character.

The ocellar textures in these dykes may be due to immiscibility phenomena between a syenitic-like liquid and a lamprophyre magma. The appearance of diatreme breccia facies, filled with xenoliths of shallow granitic rocks and granulites undepleted in LIL elements, provides an exceptional sampling of anomalous continental crust in this area.

**Key words:** *Camptonite, ocellum, diatreme, immiscibility, syenite, alkaline dykes, low Mesozoic.*

### Introducción

En los sectores medios del Sistema Central Español, especialmente en la Sierra de la Paramera de Avila, aflora una serie de diques de lamprófidos alcalinos, que con direcciones N-S atraviesan los materiales graníticos y metamórficos hercínicos (Nuez *et al.*, 1981; Villaseca *et al.*, 1983). Intruyen de manera muy discontinua a favor de grandes fracturas norteadas de carácter distensivo y de recorrido medio cercano a los 40 km. (fig. 1). Son a su vez cortados por el gran dique dolerítico Messejana-Plasencia de edad Jurásico Medio (Schermerhorn *et al.*, 1978). Su intrusión postpérmica es evidente por su carácter penetrativo en los granitoides hercínicos y enjambres filonianos cal-

coalcalinos asociados de direcciones E-W. Debido a la semejanza con algunos de los diques básicos alcalinos N-S del E. de Portugal, de edad Triásica (Ferreira & Macedo, 1979; Teixeira, 1981), suponemos una edad también mesozoico inferior para los diques que nos ocupan.

Aprovechando esta misma etapa distensiva, a favor de las mismas fracturas N-S, se inyectan algo más tardíamente líquidos sieníticos saturados que originan pórfidos rojos (Ubanell *et al.*, 1984), que probablemente representan tipos alcalinos ácidos relacionados con los lamprófidos.

Los lamprófidos alcalinos estudiados son tipos camptoníticos que en sectores presentan «glóbulos o vesículas» leucocráticas inmersas en la matriz del

(\*) Departamento de Petrología y Geoquímica. Fac. Geológicas. Univ. Complutense. 28040-Madrid.

(\*\*) Departamento de Geología. Fac. Químicas. Univ. La Laguna. Tenerife.

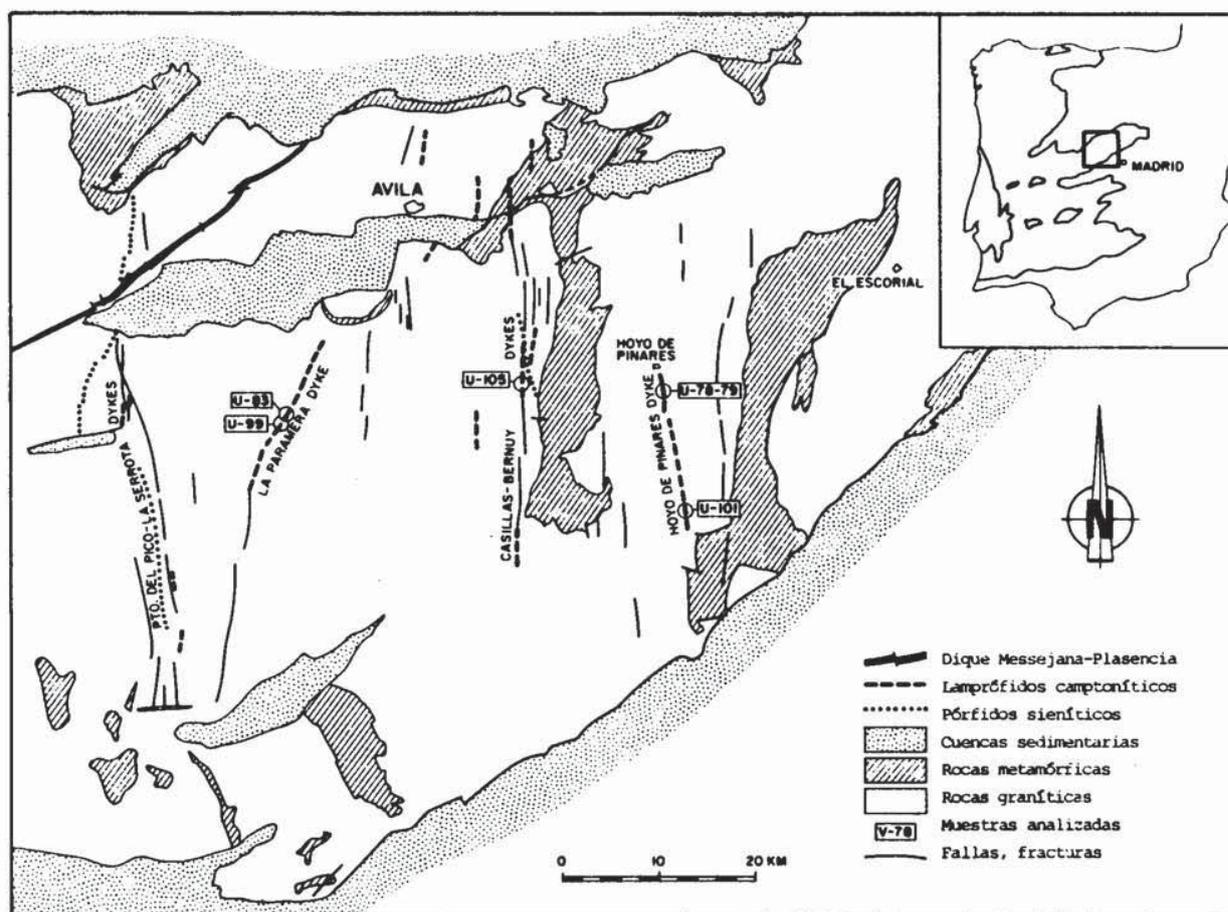


Fig. 1.—Situación de los diques alcalinos del Sistema Central Español.

mismo y que definen texturas oclares. Asimismo, se ha encontrado en uno de los diques *facies brechoidales* de tipo diatrema, que engloba rocas graníticas superficiales, así como rocas esquistosas y granulíticas no aflorantes en todo el Sistema Central.

La aparición de este magmatismo alcalino mesozoico en el margen oriental previo a la apertura del Atlántico Norte, como parecen indicar su localización, edad y quimismo, nos ha motivado la presentación de este trabajo sobre los términos básicos de la serie. En el mismo, tratamos de caracterizar geoquímicamente los diques camptoníticos y su mineralogía, explicar la aparición de los ocelos en estos diques, definir en lo posible las rocas granulíticas que forman la corteza inferior del Sistema Central Español y, finalmente, plantear las posibles relaciones petrogenéticas entre los diques camptoníticos y sieníticos.

#### Técnicas analíticas

Los datos analíticos de los minerales constituyentes de la camptonita se han determinado por microsonda del tipo ARL/-

SENQ de nueve canales en la Smithsonian Institution de Washington, D.C. Los análisis de elementos mayores de las rocas fueron realizados por los métodos clásicos de vía húmeda y por absorción atómica, mientras que los elementos menores fueron determinados por fluorescencia de rayos X en un espectrómetro Phillips PW-1410 en el Departamento de Petrología de la Universidad Complutense de Madrid.

Debido a la imposibilidad de separar los ocelos del resto de la roca lamprofídica a causa de su tamaño milimétrico, no siempre discernibles de visu, se ha calculado la composición teórica de los mismos a partir de análisis modales y los datos químicos de su mineralogía.

#### Petrografía de las camptonitas

Los diques camptoníticos varían enormemente en dimensiones y estructura a lo largo de su afloramiento. En general, son tan discontinuos que no superan los 15 km. de recorrido continuado, aunque de manera intermitente llegan a alcanzar los 40 km. Hemos encontrado un conjunto de cuatro diques principales, algo espaciados entre sí (fig. 1), además de otros de menor recorrido y envergadura.

Tabla 1.—Análisis de minerales de las camptonitas y ocelos

	LAMPROFIDOS								OCELOS								
	Piroxenos				Espinela Anf.				Anfíboles	Biotitas		Feldespatos					
	U-23		U-74		U-74		U-23		U-23	U-23		U-74	U-74	U-23			
	Fenocristales		Fenocristales		Matriz		Fenoc.										
	Centro	Borde	Centro	Borde													
SiO <sub>2</sub> ...	48,50	47,96	47,74	43,53	47,18	47,20	0,08	39,90	38,06	36,99	33,43	35,48	32,91	66,26	61,08	61,64	62,75
TiO <sub>2</sub> ...	1,58	1,58	1,62	3,45	2,33	2,39	0,19	4,74	4,84	5,19	6,38	5,23	5,78	0,02	—	0,01	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..	8,87	9,03	9,49	10,14	6,30	6,91	56,66	15,21	15,66	15,53	16,85	17,23	17,30	21,14	23,12	20,64	19,98
FeO ....	6,21	6,33	6,38	7,61	6,26	7,64	11,60	10,13	12,46	13,18	16,06	13,49	18,22	1,23	2,53	1,35	0,80
MnO ...	0,13	0,16	0,14	0,13	0,2	0,15	0,11	0,16	0,27	0,24	0,22	0,18	0,29	0,01	0,04	0,02	0,01
MgO ...	13,02	12,93	12,35	11,11	13,02	12,05	18,95	12,93	10,89	10,28	11,85	14,04	9,74	0,06	1,03	0,25	0,30
CaO ...	20,59	20,83	20,33	22,28	22,77	22,56	0,03	11,43	11,96	11,70	0,06	0,06	1,31	0,41	0,64	0,08	0,11
Na <sub>2</sub> O ...	1,04	1,00	1,11	0,51	0,37	0,41	0,03	2,23	2,00	2,11	0,54	0,57	0,57	9,40	6,67	2,08	0,74
K <sub>2</sub> O ...	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	2,28	2,02	1,84	8,03	8,81	7,73	1,06	4,90	12,73	13,67
Total ...	99,94	99,84	99,18	98,78	98,36	99,32	87,65*	99,00	98,16	97,06	93,43	95,09	93,84	99,60	100,01	98,83	98,39

\* Por comparación con los datos de Faereth *et al.* (1976), suponemos un 12% de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

El heteromorfismo de los lamprófidos es muy patente. Existen diques poco potentes, de unos 0,7 m., totalmente afaníticos, caracterizados por presentar anfíboles esqueléticos definiendo texturas de aspecto esferulítico, en una matriz constituida en su mayoría por feldespato potásico, análogas a las descritas por Carsten (1982) y que atribuye a un rápido enfriamiento del magma que permite la nucleación de minerales máficos y feldespatos en texturas esferulíticas. Lo normal, sin embargo, es que aparezcan diques lamprofidicos de espesores menores a los 3 metros, con una zona central porfídica y zonas microporfídicas o afaníticas orientadas hacia el borde. Aparte de estos cambios texturales, algunos diques camptoníticos presentan ocelos o brechas de tipo diatrema, aspectos que serán detallados separadamente.

Las camptonitas presentan, exclusivamente, fenocristales idiomorfos de clinopiroxeno y anfíbol, parcialmente reabsorbidos en su borde y que raramente sobrepasan los 3 cm. El clinopiroxeno es incoloro o marrón púrpura pálido, aunque puede llegar a tonos verdosos. Incluye, a veces, anfíbol, ilmenita, magnetita y algo de biotita. Composicionalmente, son términos salíticos magnésicos, a veces, ricos en CaSiO<sub>3</sub> molar, y con un contenido elevado en Ti (titanosalitas). Aparecen ligeramente zonados, con bordes algo enriquecidos en Ca, Fe y Ti (tabla 1). El anfíbol es un kaersutita marrón parda que incluye clinopiroxeno y raramente biotita (tabla 1).

A veces existen fenocristales pseudomorfizados por clorita y opacos que deben corresponder a antiguos inosilicatos; sin embargo, algunos pseudomorfos con talco, muy corroídos y de pequeño tamaño, pueden proceder de olivino, aunque olivino fresco nunca se ha observado.

La matriz del lamprófido es criptocristalina o microcristalina, de borde a centro del dique, y define una textura intergranular algo afieltrada, bien definida

por los microlitos de plagioclasa y anfíbol, adaptados a la morfología de los fenocristales. Está formada por proporciones variables de titanosalita, kaersutita, plagioclasa labradorítica, y en menor cantidad espinela probablemente cromífera (tabla 1), magnetita, ilmenita y pirlita.

Existen concentraciones progresivamente mayores de biotita, andesina y feldespato potásico según aumenta el grado de diferenciación del lamprófido. En mayor o menor grado, los lamprófidos siempre aparecen alterados hidrotermalmente, con cantidades variables de carbonatos, clorita, epidota y talco.

#### Petrografía de los ocelos

Los ocelos se presentan como nódulos globulosos claros de dimensiones milimétricas, normalmente restringidos a las zonas centrales del dique. Aparecen en diversos tramos de los diques principales estudiados, aunque parece haber una mayor concentración y tamaño de los mismos (excepcionalmente superior al centímetro) en los sectores próximos a la diatrema de La Paramera. Sin embargo, las facies ocelares pueden ser tan imprecisas en algunos casos que llegan a constituir lamprófidos «híbridos» ricos en feldespatos alcalinos en la matriz, sin definición neta de glóbulos u ocelos en ella.

Se han observado dos tipos composicionales de ocelos: feldespáticos y carbonatados. Estos últimos no los hemos detallado por aparecer muy esporádicamente, por su tamaño microscópico y por resultar difícil, usualmente, su identificación como ocelo, vénula o simple fenómeno de transformación tardía del lamprófido.

Los ocelos feldespáticos son de morfología esférica, elipsoidal o más frecuentemente ameboides. El contacto entre los ocelos y la matriz del lamprófido suele

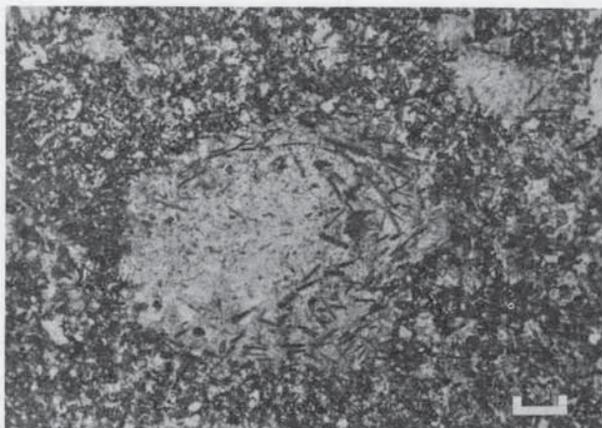


Fig. 2.—Ocelo con biotita y anfíbol aciculares. La barra de escala es 0.3 mm.

ser neto, no apareciendo nunca fenómenos de reacción entre ambos, y apreciándose a veces cierta disposición subparalela al mismo, de los prismas aciculares de anfíbol (fig. 2).

La composición media de estos ocelos es algo variable (tabla 2), más aún si los comparamos a escala individual, donde existen asociaciones minerales con un solo ferromagnesiano (biotita o anfíbol), o un solo feldespato (potásico, sodopotásico o sódico). Así pues, presentan proporciones variables de anfíbol, biotita y feldespatos alcalinos, con proporciones accesorias de opaco y clinopiroxeno relíctico como núcleo en anfíbol.

El anfíbol, en listones subaciculares, define la textura radiada típica del ocelo. Son kaersutitas algo menos magnéticas que las de los fenocristales del lamprófido, y algo subsilícicas respecto de los tipos standard (Leake, 1978), aunque es frecuente que en los lamprófidos alcalinos estos anfíboles tengan parte de Al en posición tetraédrica (Rock, 1982; Scott y Middleton, 1983).

Las biotitas de los ocelos aparecen en prismas aciculares disarmonicos, tardíos y son términos eastoníticos (tabla 1), con relaciones Mg/Fe+Mg intermedias (0,49-0,65), ricas en TiO<sub>2</sub>, normal en camptonitas (Cooper, 1979; Scott y Middleton, 1983).

Tabla 2.—Análisis modales de ocelos (% en vol.)

Muestra nº	U-77	U-23	U-74
Anfíbol	33	30	15
Biotita	7	7	35
Clinopiroxeno	3	—	—
Feldespato-K	39	62	50*
Feldespato-Na	17	—	—
Opacos	1	1	tr.

\* Feldespato alcalino (ver tabla 1).

Los feldespatos son términos alcalinos con impurezas o exsoluciones por enfriamiento rápido, que originan un alto contenido en FeO<sub>1</sub> (hasta el 2,53% en peso) e incluso de MgO (1,03%), sobre todo en los términos intermedios sodopotásicos (tabla 1).

### Brecha diatrémica y sus xenolitos

Aunque localmente los lamprófidos presentan xenolitos centimétricos con relativa abundancia, sobre todo en las zonas holocristalinas centrales del dique, es sólo en el dique de La Paramera donde se localiza una facies brechoidal de carácter diatrémico (Nuez *et al.*, 1981; Villaseca *et al.*, 1983). Las dimensiones de la diatrema son de aproximadamente 200×100 m., con forma elipsoidal elongada en la dirección N-S del dique.

En la diatrema la camptonita aparece profusamente contaminada no sólo por los distintos enclaves xenolíticos que en ella aparecen, definiendo un aspecto brechoidal, sino también por los diversos xenocristales originados en el sucesivo fraccionamiento del material enclavado.

Se han distinguido diversos tipos de enclaves xenolíticos. Los más abundantes corresponden a fragmentos de la roca granítica encajante, que son los de formas más angulosas y de mayores dimensiones (hasta 1 m.<sup>3</sup>). Los enclaves restantes corresponden a rocas esquistosas y granulíticas de niveles inferiores, con morfologías subredondeadas o lenticulares, debido a su mayor transporte. Muy escasamente aparecen pequeños nódulos metálicos, de pocos centímetros, ricos en magnetita muy alterada.

En general, los xenolitos aparecen en un grado variable de alteración por acción del magma lamprófido, no existiendo en ningún caso metamorfismo de

Tabla 3.—Análisis modales de granulitas (% en vol.)

Muestra nº	U-3	U-10	U-90	U-50	U-92	U-49
Cuarzo	17	—	1	3	25	30
Feldespato-K <sup>1</sup>	17	—	16	32	46	43
Plagioclasa	54	2	29	19	—	10
	(An65)	(An60)		(An40)		(An30)
Flogopita	—	—	—	1	—	1
Clorita <sup>2</sup>	tr.	—	1	3	—	1
Ortopiroxeno	10	—	—	—	—	—
Granate	—	5	—	tr.	11	7
Quelifita <sup>3</sup>	—	47	38	40	10	7
Sillimanita	—	37	11	—	7	—
Rutilo	—	2	2	1	1	1
Apatito	1	—	—	—	—	tr.
Opacos	1	7	2	1	tr.	tr.

Notas:

1. La muestra U-92 presenta feldespatos peritíticos y antiperitíticos.
2. De alteración de granate o flogopita.
3. Productos de alteración secundaria del granate.

Tabla 4.—Análisis de minerales de las granulitas

	Granates				Flogopita		Cloritas*			
	U-51 Centro	Borde	U-49 Centro	Borde	Centro	Borde	U-49	U-49		
SiO <sub>2</sub> .....	39,25	39,55	38,96	38,81	39,06	39,16	37,99	29,98	35,93	26,34
TiO <sub>2</sub> .....	0,12	0,12	0,11	0,13	0,10	0,07	4,97	0,05	0,07	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	22,32	22,58	22,67	22,97	22,34	22,50	15,67	20,06	22,60	26,87
FeO .....	24,55	23,86	24,29	24,17	25,05	24,65	10,02	23,61	22,33	25,94
MnO .....	0,39	0,44	0,40	0,36	0,39	0,45	0,05	0,36	0,32	0,40
MgO .....	12,14	11,62	11,11	11,59	11,68	12,03	16,46	14,15	10,95	12,47
CaO .....	1,49	1,48	0,93	0,86	0,87	0,79	0,01	0,11	0,65	0,11
Na <sub>2</sub> O .....	0,04	0,02	0,04	0,03	0,01	0,04	0,49	0,03	0,74	0,17
K <sub>2</sub> O .....	0,01	0,02	0,02	0,03	—	0,03	9,44	0,81	0,77	0,73
Total .....	100,30	99,69	98,54	98,96	99,51	99,72	95,09	89,16	94,37	93,10

\* Cloritas de las coronas quelifticas.

contacto, aunque pueden encontrarse algunos fenómenos de reacción en los bordes. Los enclaves de roca granitoidea presentan menor grado de alteración que los tipos granulíticos, sin duda los más transformados y que llegan a aparecer completamente pseudomorfizados por clorita, dolomita y cuarzo, en rocas de aspecto escoriáceo, porosas y poco densas.

Los enclaves granulíticos son los enclaves metamórficos más abundantes y significativos, y por proceder de niveles inferiores de la corteza del cratón hercínico español, hemos considerado conveniente profundizar en su estudio.

Aparecen dos tipos de xenolitos granulíticos, normalmente foliados (tabla 3): tipos charnockíticos s.l. (muestra U-3) en enclaves milimétricos muy esporádicos, con ortopiroxeno de tipo hipersténico; y granoblastitas granatíferas de composiciones variadas, mayor tamaño, y que se presentan como tipos granulíticos comunes en la diatrema (U-10, U-90, U-50, U-92 y U-49). Como se puede apreciar, estas granulitas granoblastíticas (según nomenclatura de Winkler, 1976) consisten en proporciones variables de cuarzo, feldspatos peritíticos y antiperitíticos (a veces subsolvus, con microclina y plagioclasa desde oligoclasa a labradorita, según la basicidad del enclave), granate cuya composición media es de Alm 50 Py 44 Gros 3 Spe 1 (tabla 4), flogopita rica en Ti (no es inusual en granulitas expatriadas en diatremas, Griffin *et al.*, 1979), y sillimanita. Como accesorios hay rutilo, zircón, ilmenita y algo de pirita, magnetita y grafito.

Los procesos de alteración hidrotermal sufridos por estos enclaves provocan que el granate aparezca siempre residual, envuelto por coronas quelifticas oscuras de clorita de la serie ripidolita-brungsvigita-diabantita y hematites.

Las granulitas granatíferas son rocas de composición básica a intermedia (tabla 5), peraluminicas, y por la abundancia de sillimanita en los términos más básicos, son rocas siempre saturadas o sobresaturadas

normativamente. Por otra parte, su proyección en un diagrama MgO-CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> es claramente afin con un origen metasedimentario de las mismas, lo cual concuerda bien con la asociación de xenolitos esquistosos en la diatrema.

En cuanto a los elementos menores, estas granulitas presentan una concentración elevada de elementos litófilos de alto radio iónico (Rb, Sr, Ba, Zr), patente en las altas relaciones Rb/Sr de estas rocas, que superan con creces los valores teóricos para la corteza continental inferior (Hurley, 1968). Además corrobora lo apuntado por diversos autores (p.e. Gray, 1977;

Tabla 5.—Análisis químicos de las granulitas xenolíticas

	1 U-90	2 U-50	3 U-49	4 U-92	5 U-93	6 U-91
SiO <sub>2</sub> ...	46,71	53,47	60,12	63,05		
TiO <sub>2</sub> ...	1,50	1,45	1,01	1,04		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..	27,53	18,10	18,06	16,44		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..	4,63	2,48	2,57	2,54		
FeO ....	6,97	7,28	5,08	5,05		
MnO ...	0,12	0,10	0,10	0,11		
MgO ...	3,42	4,05	3,34	3,18		
CaO ...	0,62	1,33	1,40	0,98		
Na <sub>2</sub> O ...	1,16	4,14	2,80	3,19		
K <sub>2</sub> O ...	4,06	4,98	3,31	3,38		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ...	0,24	0,27	0,27	0,31		
H <sub>2</sub> O ...	2,61	2,78	1,55	1,29		
Total ...	99,57	100,43	99,61	100,56		
Ba .....	1.272	1.435	1.175	864	1.688	996
Ce .....	37	97	64	42	22	31
Ga .....	40	26	23	19	23	36
La .....	39	72	42	36	34	35
Ni .....	68	70	97	45	56	76
Rb .....	126	119	88	98	155	130
Sr .....	233	252	281	169	432	162
Th .....	6	8	4	—	3	—
Y .....	37	38	34	35	34	36
Zr .....	91	200	202	158	157	174

Tabla 6.—Análisis químicos de camptonitas y ocelos

	Camptonitas						Ocelos*		
	1 U-99	2 U-83	3 U-101	4 U-78	5 U-79	6 U-105	U-74	U-77	U-23
SiO <sub>2</sub> .....	41,18	42,62	42,38	42,87	42,99	44,97	48,7	51,3	52,1
TiO <sub>2</sub> .....	2,87	2,47	3,56	3,27	3,55	3,12	2,8	2,1	1,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	14,15	14,40	15,70	15,68	14,86	15,93	19,4	18,2	18,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	2,95	3,18	4,02	3,60	4,26	3,83	—	—	—
FeO .....	7,95	7,32	6,91	6,52	6,35	6,13	9,7	7,2	7,0
MnO .....	0,18	0,17	0,14	0,19	0,17	0,14	0,1	0,1	0,1
MgO .....	11,09	10,78	7,52	6,15	8,57	5,85	5,2	5,0	4,2
CaO .....	10,93	9,81	8,47	9,95	10,09	8,55	2,5	4,7	3,6
Na <sub>2</sub> O .....	1,35	2,09	3,17	3,07	2,70	2,76	4,5	2,7	1,5
K <sub>2</sub> O .....	3,49	2,58	3,67	3,23	2,79	4,77	4,4	6,8	9,3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0,52	0,51	1,00	0,53	0,46	0,50	—	—	—
H <sub>2</sub> O .....	3,08	3,70	2,50	2,56	1,93	2,18	—	—	—
CO <sub>2</sub> .....	0,10	—	0,69	1,81	1,16	1,09	—	—	—
Total .....	99,84	99,63	99,73	99,43	99,88	99,82	97,3	98,1	98,1
Ba .....	920	968	1.157	974	933	1.275			
Ce .....	33	56	92	85	63	83			
Ga .....	6	10	11	12	17	15			
La .....	32	50	70	57	29	53			
Ni .....	145	165	58	60	72	41			
Rb .....	74	46	74	72	67	93			
Sr .....	429	536	987	656	579	988			
Y .....	27	31	25	26	27	27			
Zr .....	114	112	182	179	148	212			

\* La composición de los ocelos está calculada a partir de su composición modal.

Sighinolfi *et al.*, 1981), sobre la no generalidad del fenómeno de disminución de elementos incompatibles en las granulitas respecto de otras rocas metamórficas.

### Geoquímica de las camptonitas

Se han realizado 6 análisis de roca total de camptonitas, de tres de los cuatro diques principales de la región (tabla 6). Aunque en uno de ellos se muestreó centro y borde del mismo (análisis 4 y 5, dique de Hoyo de Pinares), no se aprecian diferencias composicionales significativas.

El primer rasgo geoquímico apreciable de estos lamprófidos es su composición ultrabásica y su carácter subsaturado. Son camptonitas muy ricas en MgO respecto a los tipos medios (Rock, 1977), aunque existen citas de contenidos aún mayores (Scott y Middleton, 1983). Sin excepción, el Fe está mayoritariamente en estado reducido.

Sus relaciones sílice/álcalis se proyectan íntegramente en el campo fuertemente alcalino (Schwarzer y Rogers, 1974), con relaciones K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O mayores de 1, lo cual hace extraños a estos lamprófidos alcalinos (sin embargo, Faersth *et al.*, 1976, citan camptonitas semejantes). Este carácter moderadamente potásico de los lamprófidos se debe a la riqueza en anfíbol y bio-

tita, así como al feldespato alcalino de la matriz (los lamprófidos 1, 2, 3 y 6 presentan incluso algún micro-ocelo).

En cuanto a elementos menores, la distribución de la concentración de elementos de elevado radio iónico normalizada con la de las condritas (Thompson *et al.*, 1982) (fig. 3), pone de manifiesto que las camptonitas del Sistema Central Español son tipos relativamente

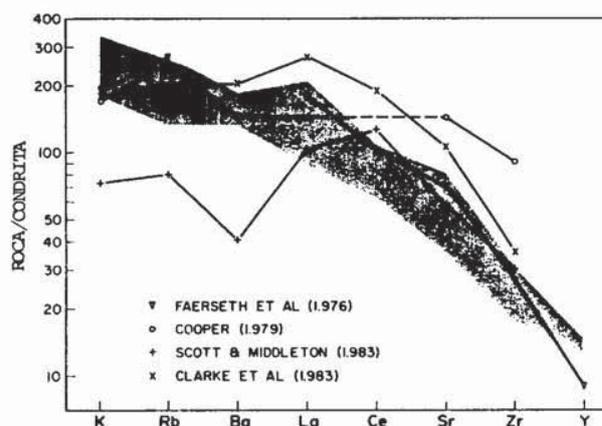


Fig. 3.—Normalización de elementos incompatibles a condrita de las camptonitas del Sistema Central y su relación con otras camptonitas. (Datos de condrita a partir de Thompson *et al.*, 1982).

enriquecidos en K, y algo menos en Rb, Ba, y tal vez en Y, respecto de tipos camptoníticos medios (Cooper, 1979; Faerseth *et al.*, 1976; Scott y Middleton, 1983). Paralelamente, están algo empobrecidas en Sr y Zr de forma tal que las relaciones K/Rb y Rb/Sr son siempre superiores a las de los datos bibliográficos manejados. No se han encontrado, por el contrario, diferencias significativas en el contenido en tierras raras ligeras o en Ni (tabla 6). De esta fig. 3 y de los mayores contenidos en Ni y Mg se deduce que los lamprófidos alcalinos del dique de La Paramera son los tipos menos diferenciados de las camptonitas estudiadas.

### Discusión

El carácter no primario de los líquidos lamprofidicos estudiados es evidente por sus datos geoquímicos. La ausencia de xenolitos mantélicos incide, además, en la problemática de su nivel de generación. Por lo expuesto, queda clara la aparición de abundantes xenolitos basicrustales, así como el carácter diferenciado de los lamprófidos (con Ni y Mg bajos) y su alto enriquecimiento en elementos litófilos. Esto nos induce a pensar en una zona de generación de estos magmas próxima al límite corteza-manto, en una región particular, corticalmente engrosada, del orógeno hercínico.

Otro aspecto a destacar es el contenido elevado en volátiles, fundamentalmente H<sub>2</sub>O, de las camptonitas, no sólo en cuanto a su porcentaje en peso (3-4,4%), sino también por los fenómenos de fluidización, que originan facies algo brechoidales, e incluso pipas diatrémicas como la de La Paramera. El origen de las camptonitas como magmas basálticos derivados, enriquecidos en volátiles, parece claro aún sin profundizar en esta problemática.

La aparición de ocelos en la matriz del lamprófido nos ha inducido a considerar la posibilidad de diferenciación de pequeñas fracciones de magma, con caracteres claros de inmiscibilidad con la camptonita huésped. Así, hemos proyectado los análisis de lamprófido-ocelo (fig. 4) en el diagrama de Greig modificado por Philpotts (1982). Una primera observación del mismo nos define un campo de inmiscibilidad en composiciones más ricas en álcalis+magnesio que las determinadas teóricamente (Roedder, 1979; Philpotts, 1982). Ahora bien, si consideramos que las camptonitas estudiadas son relativamente ricas en TiO<sub>2</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, lo que expande el campo de inmiscibilidad hacia composiciones más alcalinas (Freestone, 1978), y que se sugiere por diversos autores (p.e. Eby, 1980), que el contenido en volátiles de un magma alcalino (véase lamprófidos) es un efectivo productor de inmiscibilidad; no parece improbable, a la vista de los datos petrográficos, que la formación de ocelos feldespáticos se deba a procesos de inmisci-

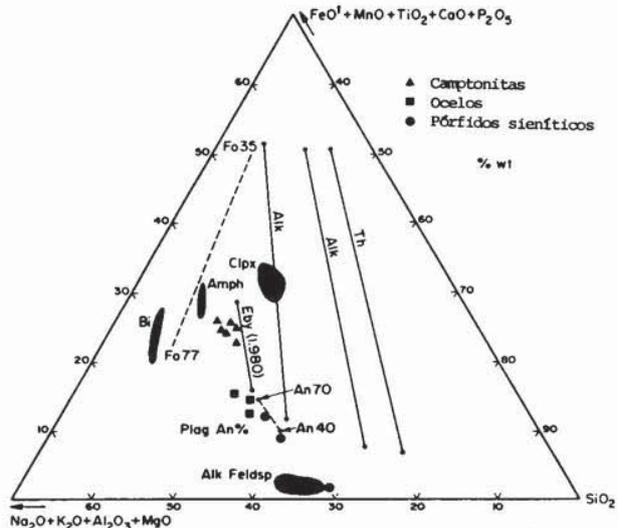


Fig. 4.—Proyección de los diques alcalinos del Sistema Central Español en el diagrama de Greig. En sombreado, minerales de las camptonitas. Los campos de inmiscibilidad en rocas toleíticas (Th) y alcalinas (Alk) son de Philpotts (1982). El campo de inmiscibilidad de los pares ocelo-matriz de lamprófido, son de Eby (1980). Se incluye también composición de olivino y plagioclasa según Philpotts (1982).

bilidad entre un líquido sienítico saturado y el magma lamprofidico. Además, existen datos de la formación de líquidos sieníticos de composición semejante, inmiscibles con un magma camptonítico (Eby, 1980).

También es visible en el diagrama de Greig que las dimensiones del campo de inmiscibilidad aparecen significativamente más reducidas que las teóricas. Ya el mismo Eby (op. cit.) comprueba que en lamprófidos alcalinos es frecuente la formación de ocelos sieníticos saturados, de composición intermedia y no ácida. Por otra parte, Philpotts (op. cit.) indica la rareza y dificultad de identificación de los líquidos enriquecidos en hierro del otro extremo del campo de inmiscibilidad teórico en magmas alcalinos. No es de extrañar, pues, la posibilidad de inmiscibilidad entre líquidos composicionalmente no muy distintos, formando serie casi continua en proyección AFM (fig. 5), de lo pensado teóricamente. De cualquier forma, conviene recordar que los análisis de lamprófido se refieren a roca total, y no a matriz, y que la composición de los ocelos ha sido deducida de su análisis modal.

La aparición de los ocelos en zonas holocristalinas del dique, y la existencia de camptonitas «híbridas», ricas en feldespato alcalino en la matriz, definiendo vagamente ocelos con contactos difusos, y normalmente con texturas asociadas de enfriamiento rápido, nos hace suponer que en el momento de la intrusión de estos lamprófidos existían ya fenómenos incipientes de desmezcla magmática de ambos líquidos inmisci-

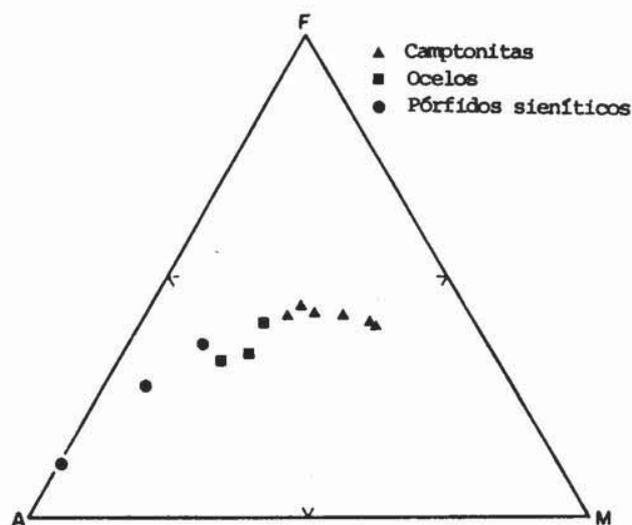


Fig. 5.—Proyección AFM de las camptonitas, ocelos y pórfidos sieníticos del Sistema Central Español.

bles, que sólo localmente en condiciones «lentas» de enfriamiento desarrollan el carácter ocelar.

Hemos proyectado también en la fig. 4 las composiciones medias de los minerales fundamentales presentes en los lamprófidos y ocelos. Así, es claramente observable cómo la cristalización de los lamprófidos viene condicionada por las proporciones minerales de clinopiroxeno-anfibol-plagioclasa, que en momento muy iniciales de la cristalización podría estar sustituida por la asociación clinopiroxeno-olivino-plagioclasa. La composición de los ocelos, sin embargo, está controlada por las relaciones de cristalización de biotita-anfibol más férrico-feldespató alcalino.

Finalmente, queremos hacer mención que la composición sienítica de los ocelos permite ligar a las camptonitas con la aparición penecontemporánea a tardía de pórfidos sieníticos en el mismo estadio distensivo que los lamprófidos. Su proyección en el diagrama de Greig y su buena alineación en el diagrama AFM (figs. 4 y 5), corrobora el carácter comagmático de ambos conjuntos filonianos y podría explicar la aparición de las microsienitas alcalinas como fenómenos de inmiscibilidad a mayor escala (diferenciación) en las cámaras magmáticas fuente.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a R. Arenas los análisis de microsonda efectuados en el Instituto Smithsonian de Washington, D. C.; y a J. M. Angulo la labor de delineación.

#### Bibliografía

Carsten, H. (1982): Spherulitic crystallization in lamprophyric magmas and the origin of ocelli. *Nature*, 297, 493-494.

- Cooper, A. F. (1979): Petrology of ocellar lamprophyres from western Otago, New Zealand. *J. Petrol.*, 20, 139-163.
- Eby, G. N. (1980): Minor and trace elements partitioning between immiscible ocelli-matrix pairs from lamprophyre dikes and sills, Monteregian Hills petrographic province, Quebec. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75, 269-278.
- Faerseth, R. B.; MacIntyre, R. M. y Naterstad, J. (1976): Mesozoic alkaline dykes in the Sunnhordland region, Western Norway: ages, geochemistry and regional significance. *Lithos*, 9, 331-345.
- Ferreira, M. P. y Macedo, R. (1979): Actividade magmática durante o mesozoico: I- Achega para a datação K-Ar das rochas filonianas básicas intrusivas na zona Centro-Ibérica (Portugal). *Mem. Not. Univ. Coimbra*, 87, 29-49.
- Freestone, I. C. (1978): Liquid immiscibility in alkali-rich magmas. *Chem. Geol.*, 23, 115-123.
- Gray, C. M. (1977): The geochemistry of Central Australian granulites in relation to the chemical and isotopic effects of granulite facies metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, 79-89.
- Griffin, W. L.; Carswell, D. A. & Nixon, P. H. (1979): Lower crustal granulites and eclogites from Lesotho, Southern Africa. In: *The sample Mantle: inclusions in kimberlites and others volcanics*, Proc. of the 2nd. Internat. Kimberlite Conference nº 2, 59-86.
- Hurley, P. M. (1968): Absolute abundance and distribution of Rb, K and Sr in the Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 237-238.
- Leake, B. E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, 63: 1023-1053.
- Nuez, J. de la, Ubanell, A. G. & Villaseca, C. (1981): Diques lamprofídicos norteados con facies brechoidales eruptivas en la región de la Paramera de Avila (Sistema Central Español). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, 53-73.
- Philpotts, A. R. (1982): Composition of immiscible liquids in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 201-218.
- Rock, N. M. S. (1977): The nature and origin of lamprophyres. *Earth Sci. Rev.*, 13, 123-169.
- Rock, N. M. S. (1982): Chemical mineralogy of the Monchique alkaline complex, Southern Portugal. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81, 64-78.
- Roedder, E. (1979): Silicate liquid immiscibility in magmas. In: Yoder, H.S.Jr.(ed.) *The evolution of igneous rocks, fiftieth anniversary perspectives*, Princeton Univ. Press, 15-57.
- Schermerhorn, L. J. G.; Priem, H. N. A.; Boelrijk, N. A. I. M.; Hebeda, E. H.; Verdumen, E. A. T. & Verschure, R. H. (1978): Age and origin of the Messejana dolerite fault dyke system (Portugal and Spain) in the lighth of the North Atlantic Ocean. *J. Geol.*, 86: 299-309.
- Schwarzer, R. R. & Rogers, J. W. (1974): A worldwide comparison of alkaline olivine basalts and their differentiation trends. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 23, 286-296.
- Scott, P. W. & Middleton, R. (1983): Camptonite and maenite sills near Gran, Hadeland, Oslo region. *Norsk. Geol. Unders.*, 389, 1-26.
- Sighinolfi, G. P.; Figueredo, M. C. H.; Fyfe, W. S.; Kronberg, B. I. & Oliveira, M. A. F. T. (1981): Geochemistry and petrology of the Jeju granulitic complex (Brazil): an archaic basement complex. *Contrib. Miner. Petrol.*, 78, 263-271.
- Teixeira, C. (1981): Sur l'age des filons de roches basiques encaissés dans les granites hercyniens portugaises. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, 69-73.
- Thompson, R. N.; Dickin, A. P.; Gibson, I. L. & Morrison, M. A. (1982): Elemental fingerprints of isotopic contamination

- of Hebridean Palaeocene mantle-derived magmas by Archean Sial. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 159-168.
- Ubanell, A. G.; Villaseca, C. & Nuez, de la (1984): Los pórfidos rojos sieníticos de Avila (Sistema Central Español). *1<sup>er</sup> Congreso Español Geología*, II, 193-203.
- Villaseca, C.; López, J. A.; Nuez, de la & Ubanell, A. G. (1983): Contribución al estudio de los diques camptoníticos heteromorfos con subfacies oclares y de diatrema asociadas. Sierra de la Paramera de Avila. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 1, 103-118.
- Winkler, H. G. F. (1976): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 4th. ed. Springer-Verlag.

*Recibido el 10 de junio de 1985*  
*Aceptado el 11 de febrero de 1986*