



Aspectos petrogenéticos de la granodiorita de Los Pedroches (Sector Central del batolito de Los Pedroches, Córdoba, España)

Petrogenetic aspects of Los Pedroches granodiorite (Central zone of Los Pedroches batholith, Córdoba, Spain)

DONAIRE, T.; PASCUAL, E.

Se ha realizado un estudio petrológico y geoquímico detallado de la granodiorita de Los Pedroches y de sus enclaves microgranitoides (*sensu* VERNON, 1983). Tanto en granodiorita como en enclaves se han obtenido datos de elementos mayores y trazas en roca total (incluidos REE) y datos de microsonda electrónica para las fases minerales mayoritarias.

Se concluye que tanto las rocas estudiadas como sus enclaves pueden haber sido generados a partir de fundido(s) procedente(s) de un mismo protolito cortical, puesto que los datos geoquímicos de los enclaves no permiten inferir una hibridación de material cortical con cantidades significativas de material exótico. Se sugiere una explicación alternativa para la generación de los enclaves microgranitoides estudiados, que permite explicar tanto su naturaleza ígnea como la totalidad de sus rasgos geoquímicos.

Palabras clave: Batolito de Los Pedroches, granodiorita, enclaves microgranitoides, petrogénesis.

A detailed petrologic and geochemical study of Los Pedroches granodiorite and its microgranitoid enclaves (*sensu* VERNON, 1983) has been performed. Whole-rock major and trace elements (including REE) chemical data and electron microprobe mineral analysis of mayor phases have been obtained, both from granodiorites and microgranitoid enclaves.

It is concluded that both studied rocks and their enclaves can have been generated from melt(s) derived from the same crustal protolith, since geochemical data from enclaves do not permit to deduce an hybridization of crustal melts with sig-

nificant amounts of exotic material. An alternative explanation of studied microgranitoid enclaves, allowing to interpret both their igneous character and all their observed geochemical features is suggested.

Key words: Los Pedroches batholith, granodiorite, microgranitoid enclaves, petrogenesis.

DONAIRE, T.; PASCUAL, E. (Dpto. de Geología y Minería. Universidad de Sevilla. Campus Universitario de La Rábida. 21819 La Rábida, HUELVA).

INTRODUCCION

La Petrogénesis de los granitoides calcoalcalinos hercínicos plantea numerosos problemas, uno de los cuales es el del grado de participación cortical en la generación del magma. Así, mientras algunos autores los consideran derivados de fusión parcial de un protolito cortical (ORTEGA y GIL IBARGUCHI, 1990; BEA y PEREIRA, 1990), otros sugieren una hibridación de fundidos anatéticos corticales con magmas básicos mantélicos (CASTRO *et al.*, 1990; MORENO-VENTAS, 1991).

La presencia de enclaves microgranitoides (en sent. de VERNON, 1983) en estas rocas es utilizada comúnmente como indicadora de procesos de hibridación de magmas («magma-mixing») (DORAIS *et al.*, 1990; CASTRO *et al.*, 1990; POLI y TOMMASINI, 1991). Alternativamente, otros autores consideran estos enclaves como restitas derivadas del área fuente (WHITE y CHAPPELL, 1977; CHAPPELL, *et al.*, 1987; CHEN *et al.*, 1989), de manera que en la actualidad son innumerables los trabajos que tratan el problema, especialmente haciendo referencia a procesos de hibridación, debido sobre todo a la evidencia de las texturas ígneas de los enclaves.

No es frecuente, en cambio, explorar otras posibilidades que expliquen dicha naturaleza ígnea y permitan, al mismo tiempo, superar las limitaciones de los dos modelos anteriores, aunque existen en la literatura: acumulaciones derivadas de los márgenes parcialmente enfriados y cristalizados de

un granitoide (DIDIER, 1973; PHILLIPS, *et al.*, 1981), segregaciones de minerales precoces (FERSHTATER y BORODINA, 1976); fundidos corticales más profundos intruidos con posterioridad en el granitoide huésped (EBERZ *et al.*, 1990), etc.

El objetivo del presente trabajo es el análisis detallado de las relaciones entre una granodiorita calcoalcalina y sus enclaves, en el contexto del Macizo Ibérico español, cual es la granodiorita biotítica de Los Pedroches, para concluir, como hipótesis más acorde con los datos, que los enclaves microgranitoides fueron fundidos «consanguíneos» con la granodiorita huésped y que probablemente, y aún a falta de datos isotópicos, el magma a partir del cual se formaron granodioritas y enclaves se generó en algún segmento de la corteza.

LOCALIZACION GEOLOGICA

El batolito de Los Pedroches es una importante alineación granítica tardihercínica situada en el dominio meridional de la Zona Centro-Ibérica (ZCI) (Macizo ibérico español) y próxima al límite con la Zona de Ossa-Morena (ROBARDET, 1976; GARROTE, 1976) (Fig. 1a). Sus litotipos mayoritarios (Fig. 1b) son dos grandes grupos de granitoides: granodioritas con biotita (\pm anfíbol) y monzogranitos biotíticos con cordierita. Los plutones monzograníticos muestran diferenciados leucograníticos cordieríticos tardíos y diversos subtipos de granitos asociados (GARCIA-CASCO, 1986;

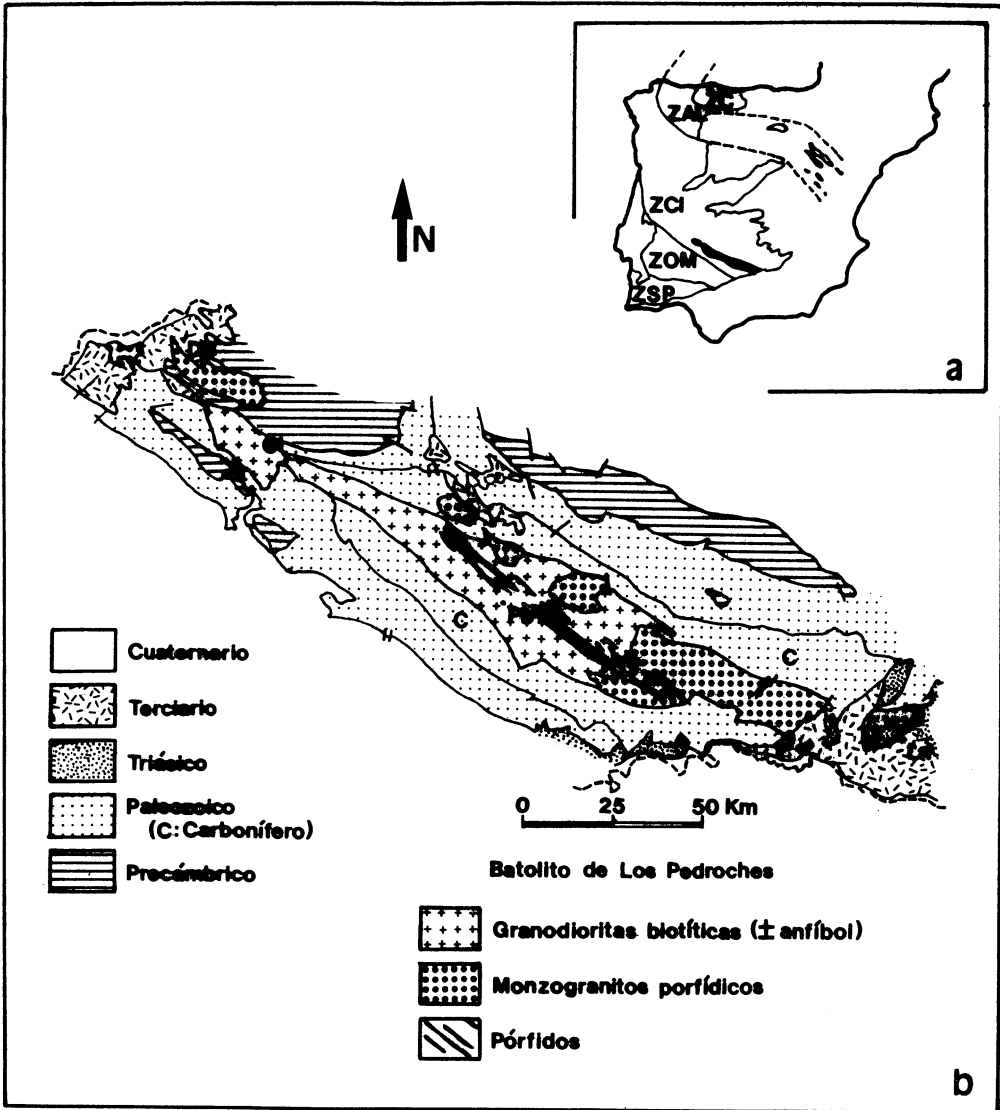


Fig. 1. a) Localización geológica del batolito de Los Pedroches en el Macizo Hercínico Ibérico según ROBARDET (1976). ZC: Zona Cantábrica, ZAL: Zona Astur-Occidental Leonesa, ZCI: Zona Centro-Ibérica, ZOM: Zona de Ossa-Morena, ZSP: Zona Sur-Portuguesa. b) El batolito de Los Pedroches en el contexto geológico regional (QUESADA *et al.*, 1980, modificado por CARRACEDO *et al.*, 1990). Ln: Linares; Pb: Pozoblanco; Ct: Castuera; DB: Don Benito.

FERNANDEZ, 1987). Además de estas facies ígneas mayoritarias, se observan otras de naturaleza más básica (gabros, dioritas y granodioritas con ortopiroxeno; EGUIGUREN, 1983), pero muy escasas en el conjunto del batolito.

La granodiorita es la roca dominante en el sector centro-occidental del batolito, donde es considerada por diversos autores como constituyente de un único plutón granodiorítico (CARRACEDO *et al.*, 1990). Las rocas monzograníticas afloran en diversos plutones dispuestos en una dirección ligeramente oblicua al plutón granodiorítico.

Cuando ambos tipos de rocas afloran en contacto, las relaciones que muestran en el sector central del batolito son intrusivas (contactos de los plutones de El Guijo y del Cerro Mogábar con la granodiorita, FERNANDEZ *et al.*, 1990; CARRACEDO *et al.*, 1990); mientras que en el contacto suroeste del plutón monzogranítico Cardeña-Virgen de La Cabeza con la granodiorita de Los Pedroches se han descrito recientemente tránsitos graduales entre ambas facies representados por adamellitas porfídicas de grano grueso (CARRACEDO *et al.*, 1990).

Las rocas encajantes de estos granitoides en los sectores central y oriental son fundamentalmente materiales lutítico-arenosos del Carbonífero inferior (QUESADA *et al.*, 1987); mientras que en el tercio más occidental están en contacto con series paleozoicas infrayacentes y con materiales precámbricos. Este encajante fue estructurado, previamente a la intrusión granítica, durante la primera fase de deformación hercínica (Namuriense, QUESADA *et al.*, 1987), a la que se asocia el metamorfismo de grado bajo a muy bajo que presentan estos materiales.

La aureola de contacto interna presenta paragénesis metamórficas con cordierita-feldespato potásico (GARCIA-CASCO, 1986), aunque en la mayoría de los afloramientos aparecen fuertemente retrogradadas (PASCUAL, 1984). Las asociaciones metamórficas de contacto en los xenolitos pro-

cedentes del nivel de emplazamiento hallados en la granodiorita de Los Pedroches son características también de metamorfismo de contacto en facies de corneanas piroxénicas (DONAIRE y PASCUAL, 1991).

PETROGRAFIA

Los caracteres petrográficos y geoquímicos de la granodiorita de Los Pedroches son análogos a los descritos en otros granitoides biotíticos con anfíbol hercínicos (ORTEGA y GIL IBARGUCHI, 1990; MORENO-VENTAS, 1991).

Esta roca posee una textura hipidiomorfa inequigranular y un tamaño de grano que varía de fino a grueso. Los minerales esenciales que la componen son: plagioclasa, biotita, cuarzo y feldespato potásico. En algunas ocasiones se observa, como fase mineral accesorio, anfíbol (hornblenda actinolítica a actinolita) en agregados policristalinos con textura decusada; mientras que apatito, circón, esfena y opacos son los minerales accesorios más frecuentes.

Uno de los rasgos petrográficos más notable de esta facies granodiorítica es la presencia de enclaves en la mayoría de los afloramientos. Estos cuerpos son generalmente enclaves microgranitoides (en sent. de VERNON, 1983), aunque también hay xenolitos que proceden del nivel de emplazamiento o de áreas más profundas (DONAIRE y PASCUAL, 1991).

Los enclaves microgranitoides tienen una morfología redondeada a subredondeada, aunque en zonas próximas al contacto con la roca encajante suele ser alargada y elipsoidal, lo que sugiere un comportamiento plástico de estos cuerpos durante el emplazamiento de la granodiorita (VERNON *et al.*, 1988). Poseen una textura ígnea, en muchos casos porfídica, con una matriz de tamaño de grano muy fino en la que se observa abundante apatito acicular, caracteres ambos que son interpretados como productos de un sobreenfriamiento de

los fundidos que originaron los enclaves (VERNON, 1983). A pesar de las diferencias texturales, los enclaves microgranitoides muestran la misma composición mineralógica que la granodiorita huésped y se diferencian de ésta, principalmente, en las proporciones modales de determinadas fases minerales. Destacan en los enclaves microgranitoides altos contenidos en fases ferromagnesianas y bajos contenidos en cuarzo y de feldespato potásico, que normalmente no se encuentra.

La plagioclasa es la fase mineral más abundante tanto en enclaves microgranitoides como en la granodiorita huésped. En ambos casos se observan cristales idiomorfos-subidiomorfos de tamaño de grano grueso a medio con modelos de zonación y contenidos en anortita muy similares.

El otro gran grupo de enclaves lo constituyen los xenolitos. Los rasgos petrográficos y composicionales de estos cuerpos están condicionados por la zona de procedencia (DONAIRE y PASCUAL, 1991). Los xenolitos derivados de un área próxima al nivel de emplazamiento de la granodiorita son generalmente subangulosos y poseen una textura granoblástica; mientras que los que proceden de zonas más profundas son redondeados y muestran una textura granolepidoblástica. En ambos casos presentan contactos netos con la granodiorita huésped. La paragénesis metamórfica más común, en el primer caso, es de cordierita + corindón + hercinita (\pm sillimanita); mientras que los xenolitos más profundos no poseen hercinita ni cordierita.

GEOQUIMICA

Química de roca total

La Tabla I muestra diversos análisis químicos representativos de las rocas estudiadas. Los que corresponden a elementos mayores fueron realizados mediante fluorescencia de rayos X, mientras que para los ele-

mentos trazas se utilizaron diversas técnicas, especificadas en dicha tabla.

Desde el punto de vista geoquímico, la granodiorita de Los Pedroches es una roca débilmente peraluminica, con una relación molar $Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$ comprendida entre 1 y 1.1. La Tabla I (Norma CIPW) muestra la existencia de corindón normativo. Presenta un estrecho intervalo de variación composicional para la mayoría de los elementos analizados. Destacan en esta roca mayores contenidos en K_2O (3.27-4.27 %), Ba (512-736 ppm) y Sr (368-471 ppm.) que los enclaves microgranitoides. Éstos, por el contrario, muestran una mayor variación química relacionada con la diversidad de subtipos diferenciados. Poseen, en relación con la roca huésped, altos contenidos en TiO_2 (0.62-1.2 %), MgO (1.68-6.41 %), FeO (2.4-5.4 %), MnO (0.06-0.16 %), P_2O_5 (0.18-0.63 %), Rb (136-306 ppm) Li (189-406 ppm.) y Zr (130-390 ppm). No obstante, a pesar de las diferencias químicas existentes entre enclaves microgranitoides y granodiorita huésped, ambos grupos de rocas poseen relaciones interelementales muy similares, bastante evidentes en los casos de $MgO/MgO + FeO$, MgO/TiO_2 y TiO_2/Zr (Fig. 2), que sugieren una similitud composicional en las fases minerales ferromagnesianas.

En función de los contenidos en SiO_2 de enclaves (57.7-66.7 %) y granodiorita (66-68.8 %), los diagramas de variación de Harker ponen de manifiesto una correlación negativa, para ambos grupos de rocas de TiO_2 , CaO , MgO , FeO , MnO , P_2O_5 , Rb, y Li, mientras que K_2O , Ba y Sr muestran una pendiente positiva (Fig. 3).

En la figura 4 se muestran los datos normalizados frente a contenidos condriticos para el intervalo de variación composicional en estas rocas. La granodiorita tiene un importante enriquecimiento en LREE en relación con HREE ($Ce_N/Yb_N = 6.73-21.02$) y la existencia de pequeñas anomalías negativas en Eu ($Eu/Eu^* = 0.72-0.95$), excepto en un caso donde dicha anomalía es ligeramente

Tabla I

Análisis químicos representativos de la granodiorita con biotita (±anfíbol) de Los Pedroches y de los enclaves microgranitoides asociados

Muestras:	Granodioritas				Enclaves microgranitoides					
	CL-36	CL-40	VA-4b	TD-113	VA-6	VA-4a	TD-85a	TD-19	TD-35	CL-11
SiO ₂	68,70	67,50	66,00	66,40	63,70	61,00	63,40	62,20	60,20	66,70
TiO ₂	0,51	0,54	0,56	0,61	0,79	1,00	0,83	0,83	1,20	0,62
Al ₂ O ₃	15,90	15,80	16,10	16,20	16,60	17,10	16,60	15,80	17,90	16,50
Fe ₂ O ₃	0,34	0,52	0,55	0,60	0,78	1,04	0,83	0,93	0,89	0,55
FeO	2,00	2,30	2,60	2,70	3,50	4,60	3,60	5,20	4,40	2,40
MgO	1,52	1,89	2,05	2,16	2,75	3,51	2,97	4,13	3,04	1,79
MnO	0,06	0,06	0,06	0,06	0,09	0,10	0,09	0,10	0,10	0,06
CaO	2,48	2,65	3,39	3,28	4,74	4,06	4,69	2,15	4,12	3,12
Na ₂ O	3,82	3,82	3,59	3,51	4,05	3,87	4,04	2,86	4,24	3,92
K ₂ O	4,15	3,84	3,52	3,87	2,01	2,79	2,13	4,33	2,69	3,23
P ₂ O ₅	0,19	0,19	0,17	0,18	0,19	0,22	0,21	0,21	0,33	0,20
H ₂ O+	0,06	0,70	0,60	0,50	0,60	0,70	0,70	1,00	0,70	0,70
Total	100,27	99,81	99,19	100,07	99,80	99,99	100,09	99,74	99,81	99,79
Ba	736	650	625	705	309	352	354	785	293	723
Sr	458	444	401	397	420	269	422	251	408	521
Rb	203	184	152	155	144	200	136	238	202	144
Li	175	173	165	153	192	269	191	256	282	189
Cs	13	12	8	11	7	11	7	15	11	11
Zr	143	148	144	129	152	167	158	130	214	153
Nb	14	14	16	18	13	16	16	23	16	15
C ¹	1,07	1,00	0,63	0,70	n.d.	0,86	n.d.	3,01	1,31	1,36

¹ Corindón normativo CIPW

Las técnicas utilizadas en la realización de los análisis químicos son: plasma acoplado inductivamente (Sr, Li y Mn en ppm), activación neutrónica (Cs), fluorescencia de Rayos-X en perla de vidrio (restantes elementos).

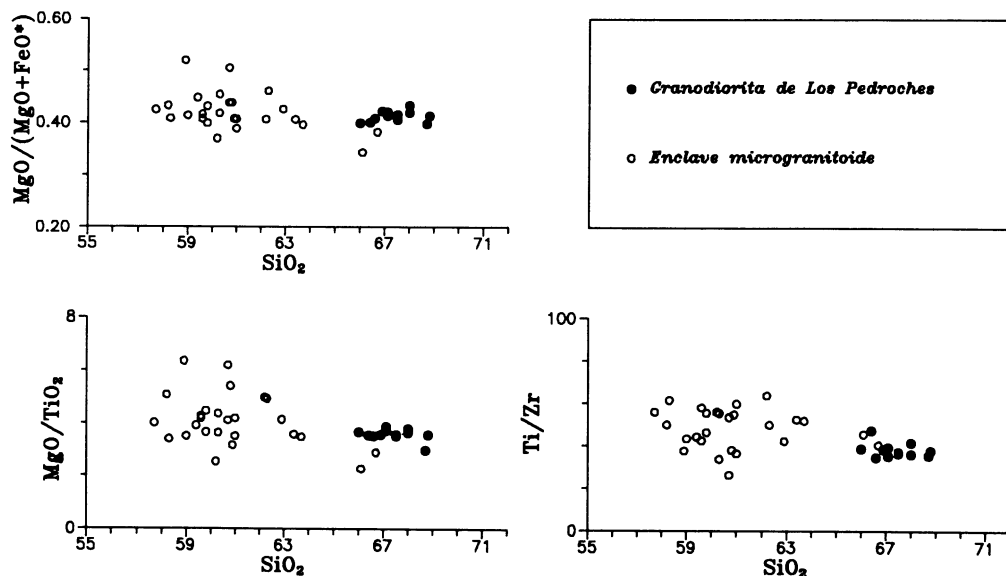


Fig. 2. Diagramas de variación de diversas relaciones elementales vs. SiO₂.

positiva ($Eu/Eu^* = 1.07$). Los espectros de REE para los enclaves microgranitoides son paralelos a los de la roca huésped, con mayor contenido total que ésta y con una anomalía negativa de Eu generalmente más marcada ($Eu/Eu^* = 0.31-0.97$).

Composición química de fases minerales de enclaves microgranitoides y de la granodiorita huésped

Plagioclasa

El contenido en anortita de las plagioclasas ha sido determinado ópticamente y por microsonda electrónica, y se ha estudiado detalladamente la zonación de los cristales de mayor tamaño de los enclaves y de la granodiorita huésped. Se ha comprobado así que los núcleos de los cristales mayores son ligeramente más cálcicos en los enclaves (An_{65-55}) que en la granodiorita (An_{55-45}), y que esos cristales tienen patrones de zonación semejantes. Además, las bandas de reabsorción son múltiples, en general me-

nos cálcicas que los núcleos, salvo una, comúnmente situada cerca del borde de los cristales, que puede ser tan cálcica como los núcleos, pero *no* más que ellos (Fig. 5).

Biotita

La biotita es la fase ferromagnésiana más abundante en ambos tipos de rocas, con un mayor contenido modal en los enclaves microgranitoides. A pesar de la diferencia en su contenido modal, la composición química (Tabla II) es muy similar en ambos casos, como se muestra en el diagrama de clasificación de DEER *et al.* (1962) (Fig. 6). No obstante cabe destacar un mayor contenido en Mg en las biotitas de los enclaves microgranitoides.

Anfibol

En la Tabla II se muestran también algunos análisis representativos de anfíboles pertenecientes a la granodiorita y a los enclaves microgranitoides. El contenido en

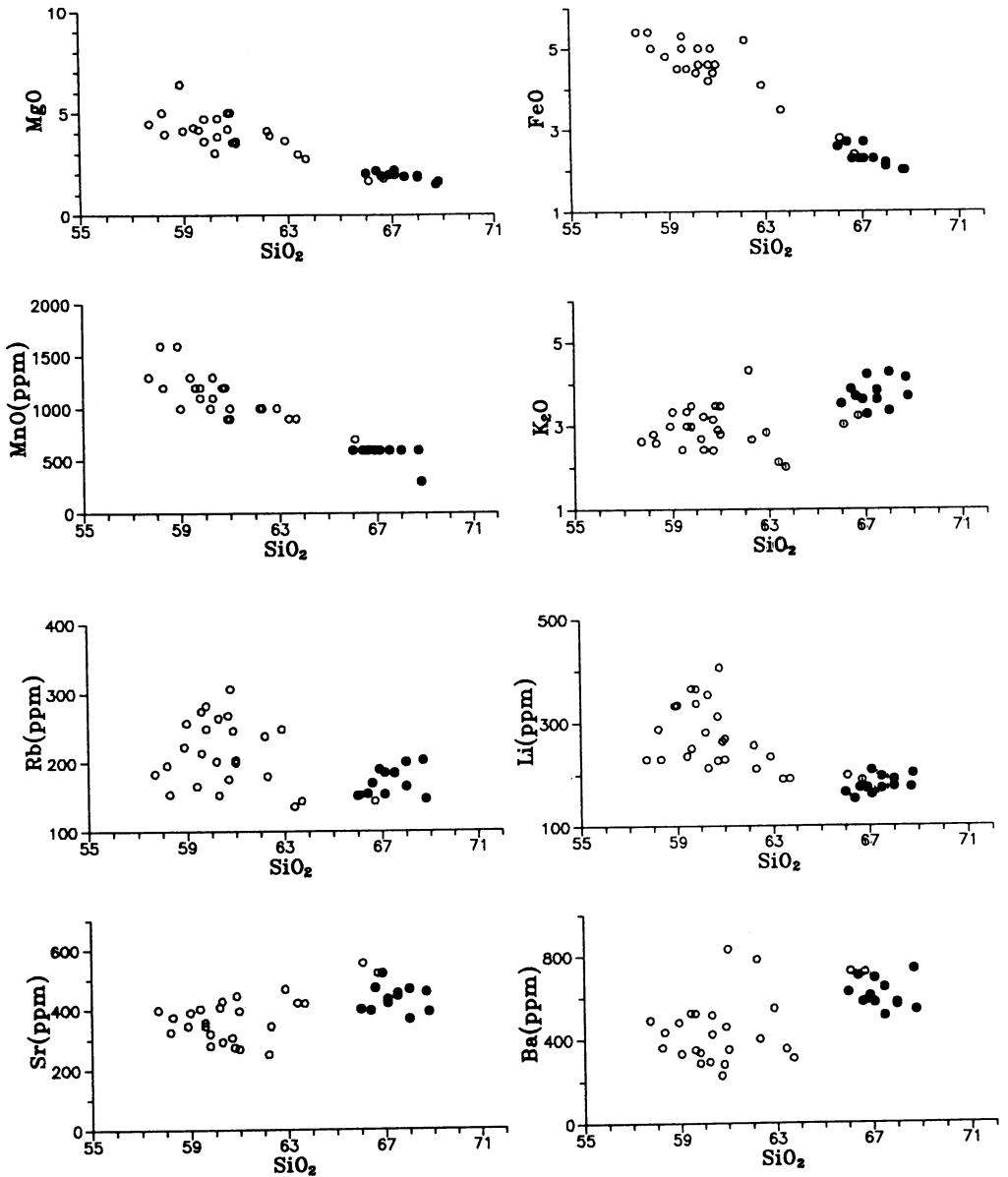


Fig. 3. Diagramas de variación binarios de diversos elementos mayores y trazas frente a SiO_2 . Los símbolos como en la figura 2.

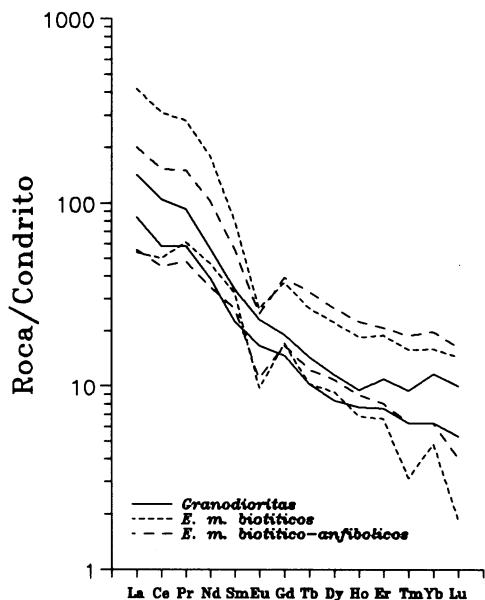


Fig. 4. Datos normalizados frente a contenidos condriticos para el intervalo de variación composicional de granodioritas y enclaves microgranitoides.

Fe³⁺ ha sido calculado siguiendo las estimaciones de DROOP (1987).

En el diagrama de clasificación de LEAKE (1978) (Fig. 7), estos anfíboles aparecen representados en los campos correspondien-

tes a magnesio-hornblenda, hornblenda actinolítica y actinolita, con una superposición de valores pertenecientes a granodiorita y enclaves microgranitoides, aunque los datos pertenecientes a éstos últimos aparecen más desplazados hacia el campo de la magnesio-hornblenda. Los rasgos texturales (agregados o «clots» con textura decusada) y químicos (bajo contenido en Al^T, alto contenido en la relación Mg/(Mg + Fe²⁺) y en Si) sugieren un reequilibrio en condiciones subsolidus de esta fase.

DISCUSION

Causas de la similitud petrográfica y mineralógica de enclaves y roca huésped

Los rasgos texturales ponen claramente de manifiesto la naturaleza ígnea de los enclaves microgranitoides (VERNON, 1983): textura similar a la observada en rocas ígneas de grano fino a medio, presencia de abundante apatito acicular, alineaciones de flujo de determinadas fases minerales; sin embargo, existen diversos aspectos que evidencian reequilibrado subsolidus posterior y que enmascaran en algunas ocasiones dicho carácter ígneo: agregados policristalinos

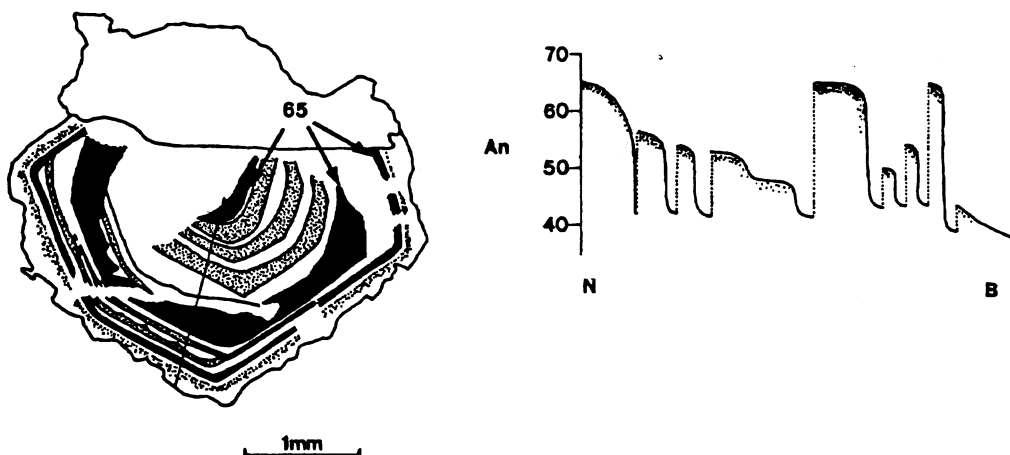


Fig. 5. Modelo de zonación y contenidos en anortita en un megacrystal de plagioclasa de un enclave microgranitoide. N: Núcleo, B: Borde.

Tabla II

Análisis de microsonda electrónica representativos del anfíbol y la biotita de la granodiorita de Los Pedroches y los enclaves microgranitoides asociados

Lámina:	Biotitas						Anfíboles			
	GBP ¹			EMG ²			GBP		EMG	
	VA-4(3)	TD-63(2)	CL-40(5)	TD-45(12)	TD-62(13)	TD-112(3)	VA-4(11)	VA-4(2)	VA-3(8)	TD-112(4)
SiO ₂	36,6136	36,2646	36,5524	36,5272	36,0079	36,7260	51,4215	52,1400	52,4839	49,6583
TiO ₂	3,7468	3,4911	3,6817	3,8745	3,7235	3,9061	0,1754	0,1946	0,3824	0,9094
Al ₂ O ₃	14,2543	14,0169	14,6388	14,4394	13,9942	13,6248	2,9203	3,2759	3,1159	4,3052
FeO(t)	19,3796	20,2709	19,4608	18,9615	20,3479	19,8753	12,2843	12,6635	12,9000	14,1262
MnO	0,6104	0,3613	0,4069	0,3486	0,4371	0,3809	0,6252	0,7022	0,5517	0,6185
MgO	12,3266	12,8096	11,9112	12,3546	12,2682	12,3932	14,6290	14,8037	15,3695	14,2173
CaO	0,0264	0,0089	0,0275	0,0311	0,0037	0,0002	12,2464	12,2681	11,9899	11,1631
Na ₂ O	0,1015	0,0448	0,1065	0,0615	0,0876	0,0344	0,3682	0,4126	0,4520	0,7588
K ₂ O	9,4308	9,5718	9,4534	9,6497	9,5150	9,6610	0,2192	0,2019	0,2227	0,3633
Total	96,49	96,8399	96,2392	96,2481	96,3851	96,6019	96,9123	98,3061	98,8751	96,3010
Fórmula estructural (O=22)						Fórmula estructural (O=23)				
Si	5,544	5,500	5,544	5,534	5,494	5,571	7,531	7,526	7,524	7,371
Al(IV)	2,456	2,500	2,456	2,466	2,506	2,429	0,469	0,474	0,476	0,629
Σ(IV)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	0,087	0,005	0,160	0,112	0,011	0,007	0,035	0,084	0,051	0,124
Ti	0,427	0,398	0,420	0,441	0,427	0,446	0,019	0,021	0,041	0,102
Fe ³⁺	2,454	2,571	2,468	2,402	2,596	2,521	0,249	0,195	0,176	0,015
Mn	0,078	0,046	0,052	0,045	0,056	0,049	1,503	1,532	1,539	1,761
Mg	2,782	2,895	2,693	2,790	2,790	2,802	0,078	0,086	0,067	0,078
Σ(VI)	5,828	5,916	5,793	5,790	5,881	5,825	3,194	3,185	3,284	3,145
Ca	0,004	0,001	0,004	0,005	0,001	0,000	5,078	5,103	5,158	5,225
Na	0,030	0,013	0,031	0,018	0,026	0,010	R2	0,078	0,103	0,158
K	1,821	1,852	1,829	1,865	1,852	1,869	Ca	1,922	1,897	1,842
Σ(A)	1,856	1,866	1,865	1,888	1,878	1,880	Na(M4)	0,000	0,000	0,000
							Σ(B)	2,000	2,000	2,000
Total	15,684	15,782	15,658	15,677	15,759	15,705	Na(A)	0,105	0,115	0,126
							K	0,041	0,037	0,041
							Σ(A)	0,146	0,153	0,166
							Total	15,146	15,153	15,166
										15,287

¹ GBP: Granodiorita biotítica de Los Pedroches

² EMG: Enclaves microgranitoides asociados a la granodiorita.

de biotita y/o anfíbol con textura decusada, zonación en parches de la plagioclasa, bajo contenido en Al^T de los anfíboles, etc. Todos estos aspectos también son observables en la granodiorita huésped.

En ese contexto, y puesto que los contactos de enclave y encajante son sin duda entre dos fundidos, cada uno de ellos con cristales en suspensión, la existencia de megacristales en los enclaves microgranitoides es explicada comúnmente por procesos de hibridación de fundidos básicos derivados

de magmas mantélicos con material anatóctico cortical. Dichos minerales son interpretados, según esta hipótesis, como xenocristales procedentes del fundido anatóctico, y su semejanza mineralógica con las fases minerales correspondientes en la roca huésped es atribuida, mediante varios mecanismos, al proceso mismo de hibridación y/o a re-equilibrado subsolidus por difusión.

En el presente caso, aunque la existencia de xenocristales en los enclaves es evidente a partir de diversos datos petrográficos (crista-

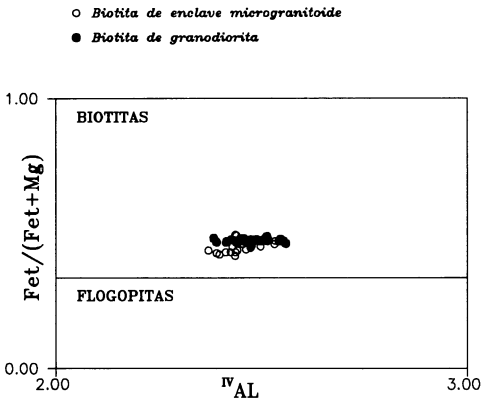


Fig. 6. Diagrama de clasificación de micas (DEER *et al.*, 1962) de los enclaves microgranitoides y de la granodiorita.

les de la fase huésped que se hallan cortando el contacto entre ésta y el enclave, xenolitos derivados del encajante de la granodiorita incluidos en los enclaves microgranitoides, etc), existen también fenocristales que se formaron en equilibrio con el fundido que originó los enclaves microgranitoides desde las primeras etapas de su cristalización. Este es el caso de los cristales de plagioclasa cuyos núcleos poseen contenidos en anortita similares a las reabsorciones posteriores, que representan nucleación de An_{65-55} en el interior del enclave (Fig. 5).

Consecuentemente, de la historia de las plagioclasas estudiadas se deduce que de la mera existencia de una banda de reabsorción (a veces son varias) en un cristal no se infiere que éste sea un xenocristal reabsorbido al penetrar en un medio a mayor temperatura, y que, al menos en los casos descritos, otros fenómenos, como la pérdida de presión en un ascenso rápido, deben ser responsables de la formación de esas bandas. Además, el caso ha de ser más frecuente de lo que se observa simplemente en lámina delgada, porque los cristales no son siempre cortados por su núcleo.

Por tanto, sin negar que existen xenocristales en los enclaves, sostenemos que ni su abundancia es tan grande como se ha postulado, ni tienen la importancia genética que comúnmente se les atribuye. Concretamente, pensamos que estos megacristales, al menos en parte, son fenocristales precipitados en el magma que formó los enclaves, con lo cual basta para concluir que NO prueban una hibridación particularmente extensa al nivel de emplazamiento. Por lo demás, los verdaderos xenocristales parecen haber atravesado los bordes de los enclaves durante etapas muy tardías de la cristalización magmática, en la que las evidencias de «mingling» son claras, pero una hibridación extensa no parece probable.

- *Anfibol en granodiorita:* $(Na+K)_A = 0.07-0.15$; $Ti = 0.01-0.02$
- *Anfibol en enclave mcg.:* $(Na+K)_A = 0.12-0.31$; $Ti = 0.01-0.15$

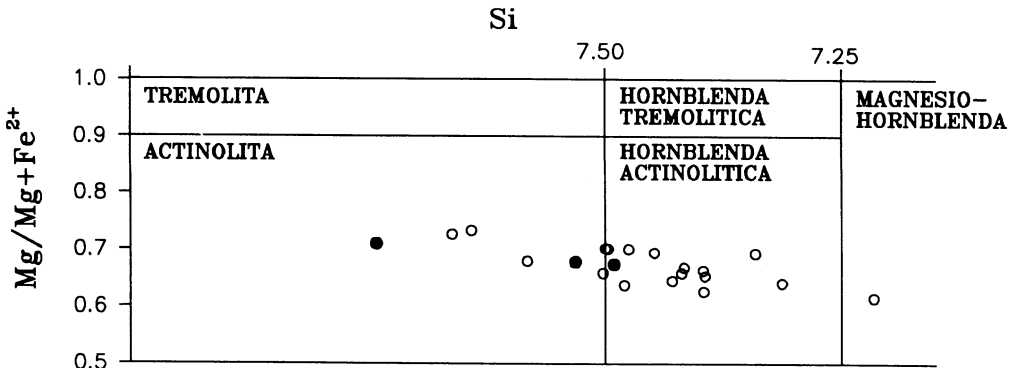


Fig. 7. Diagrama de clasificación de anfíboles (LEAKE, 1978).

Por el contrario, la forma más correcta de interpretar la zonación y distribución de plagioclasas, tanto en enclaves microgranitoides como en granodioritas, es asumir que la evolución de la plagioclasa en los dos medios es similar durante toda su historia, con uno o varios episodios de reabsorción probablemente producidos por pérdida de presión durante el ascenso: las plagioclasas son similares, *tanto en composición como texturalmente*, y reflejan una historia similar porque precipitan de magmas similares.

Las biotitas de granodioritas y de enclaves son también de composición química semejante. Destacamos la relación $Fe/(Fe + Mg)$, con valores ligeramente más ricos en Mg en los enclaves microgranitoides, pero transicionales en algunas muestras hacia los de la granodiorita. En cuanto a los anfíboles, muestran quimismo similar en ambos grupos de rocas, aunque los de los enclaves se hallan más próximos al campo de la magnesio-hornblenda. Es preciso señalar en este caso que los datos son escasos y que, como se ha descrito, el significado es dudoso por tratarse, muy probablemente, de anfíboles subsolidus.

Naturalmente, tanto biotitas como anfíboles podrían interpretarse en términos de hibridación; pero de la conclusión establecida en el párrafo anterior se deduce que es igualmente válido considerar que del magma de los enclaves precipitaron las mismas fases que lo hicieron en la granodiorita; y que si su composición es muy semejante la causa no es una hibridación (seguida o no de difusión iónica subsolidus), sino simplemente la similitud composicional de los dos magmas considerados.

Concluimos, pues, que aunque los contactos de roca huésped y enclaves se producen durante un proceso de interacción de magmas al nivel del emplazamiento, a) ese proceso es de extensión limitada; b) procesos de hibridación más generalizados (necesariamente producidos a niveles más profundos) no pueden considerarse probados con los datos mineralógicos; y c) otras alter-

nativas, que implican la misma génesis e historia evolutiva para el magma que produce las granodioritas y el que produce los enclaves, son también válidas.

No obstante, parece claro que también la hipótesis aquí planteada precisa comprobación. Se argumentará, pues, con los datos geoquímicos de roca total, discutiendo alternativamente la adecuación de cada hipótesis con dichos datos.

Comparación geoquímica de granodioritas y enclaves microgranitoides

Los datos antes expuestos, por sí mismos, indican tan sólo que los enclaves son más ricos en biotita que la granodiorita huésped. No obstante, unas hipótesis petrogenéticas son más plausibles que otras considerando los datos en conjunto. Examinemos en detalle algunos de ellos.

a) *Diagramas de variación de elementos mayores y trazas vs. SiO₂*. Todos los seleccionados muestran tendencias de variación sistemáticas que admiten cualquiera de las interpretaciones dadas, salvo un origen xenolítico; sin embargo, la mayor abundancia de Rb y Li en los enclaves, se explica de forma muy simple suponiendo que la biotita de los enclaves y de la roca huésped precipitaron de magmas similares. Por el contrario, es difícil de explicar en un contexto de hibridación.

En efecto, cabría pensar, en primer lugar, que las rocas básicas que participaron en el proceso de hibridación eran mucho más ricas en Li y Rb que los materiales corticales con los que se hibridaron; pero no hay evidencia alguna de existencia de esas rocas en todo el Macizo Ibérico. Alternativamente, la mayor concentración de Rb y Li de los enclaves sólo se podría explicar mediante homogeneización subsolidus de la biotita, por difusión desde la roca huésped al interior de los enclaves (DORAIS, 1990, com. pers.). Aunque es verdad que tal difusión es posible *en magmas* de acuerdo con datos experimentales recientes (BAKER, 1991), la

discusión que sigue descarta también esa posibilidad.

Nótase que en el caso que presentamos la variación química conjunta de Rb y Sr respecto de SiO₂ en granodioritas y enclaves es opuesta a la que se encuentra en sistemas graníticos cordilleranos en que se invoca hibridación con basaltos ricos en alúmina (DORRAIS *et al.*, 1990), pues los contenidos en Rb disminuyen en los enclaves con el aumento de sílice y los de Sr aumentan en igual sentido: en el caso de admitir hibridación, la fracción básica no podría ser una roca calcoalcalina/subalcalina de ese tipo u otro similar.

b) *Diagramas Zr vs. SiO₂*, (Fig. 8) *Rb vs. K₂O* y *Li vs. K₂O* (Fig. 9). En el primero

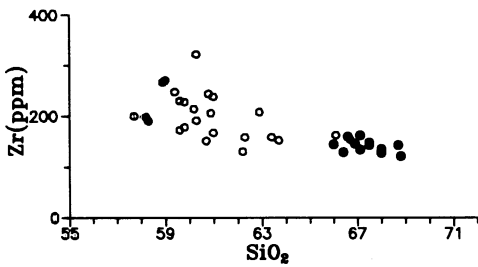


Fig. 8. Diagrama de variación de Zr vs. SiO₂.

se aprecia claramente la mayor abundancia absoluta de Zr en los enclaves. Está claro que en magmas semejantes, con similar contenido en Zr (y por tanto en circón, única fase que contiene Zr en el sistema), es fácil explicar ese hecho. Por el contrario, es en la práctica imposible explicarlo por hibridación, puesto que la difusión no puede ser invocada. En efecto, los modelos de difusión para Zr y P (HARRISON & WATSON, 1983 y 1984, en BAKER, 1991) se han realizado en líquidos a 1200°C, y justamente se han medido a partir de la disolución de cristales de apatito y circón. La evidencia petrográfica demuestra que ese no es el caso en los enclaves, ni aún invocando una hibridación profunda.

En cuanto a los diagramas Rb vs. K₂O, y Li vs. K₂O, muestran una variación coherente y separada de enclaves y roca huésped, y, lo que es más significativo, una separación neta de las tendencias de enclaves y granodioritas para altos valores de K₂O, Rb y Li.

Es claro, en primer lugar, que la variación química mostrada no se puede explicar por difusión iónica, porque se producirían solapamientos de esas tendencias y porque la buena correlación K₂O/Rb y K₂O/Li, con

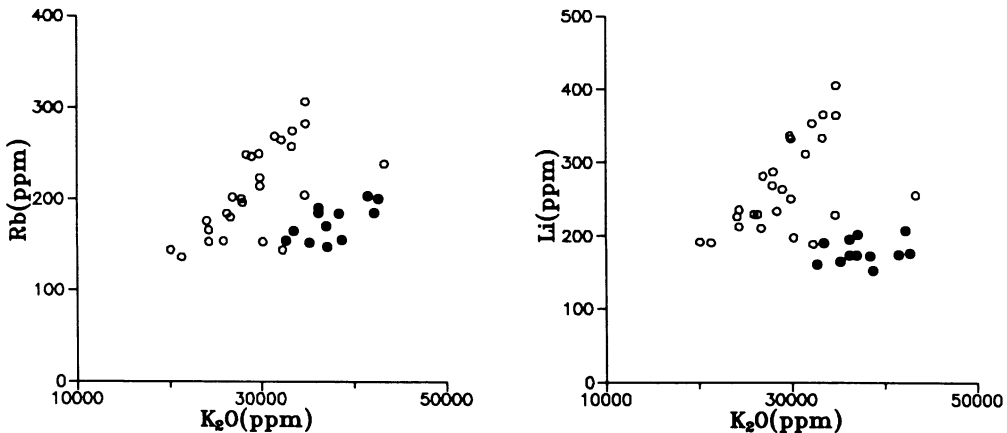


Fig. 9. Diagramas Rb vs. K₂O y Li vs. K₂O. Las flechas indican los dos enclaves microgranitoides que poseen FdK.

tendencias diferentes para rocas ígneas y enclaves, implicaría que durante la supuesta difusión el comportamiento de esos elementos fue opuesto en granodioritas y enclaves, concentrándose Li, Rb y K en los enclaves de menor contenido en SiO_2 y en las granodioritas de mayor contenido en SiO_2 . Obviamente, los estudios que sugieren reequilibrado por difusión (DORAIS, *et al.*, 1990, pág. 871) muestran variaciones de álcalis y de SiO_2 en igual sentido para rocas y enclaves y razonan en consecuencia.

Otra posibilidad invocada con frecuencia para explicar el quimismo de enclaves y roca huésped por procesos de hibridación es la de imaginar un proceso de diferenciación previo en el magma básico que posteriormente se mezcla con fundidos corticales (CASTRO *et al.*, 1990; DORAIS *et al.*, 1990; ZORPI, 1988). Esta suposición tiene además la ventaja de explicar mejor la homogeneización de fundidos cuyos intervalos P-T de cristalización se hacen más semejantes conforme la diferenciación progresa (SPARKS & MARSHALL, 1986). Desde el punto de vista de la discusión que planteamos, esta posibilidad permitiría explicar los datos químicos de los enclaves por diferenciación a partir de magmas básicos, en los que Zr y alcalinos se comportarían como incompatibles. La mezcla, pues, se haría entre fundidos corticales y diferenciados de un magma básico, uno de cuyos rasgos sería, precisamente, el enriquecimiento en los elementos citados.

En el caso de las rocas estudiadas la explicación expuesta no es verosímil: sería necesario imaginar una roca básica en la que la diferenciación progresase con disminución del contenido en SiO_2 , puesto que esa es la tendencia de los elementos citados respecto de la sílice. Alternativamente, cabría imaginar que sólo afloran enclaves de diferenciados basálticos saturados en Zr, Rb y Li, y no de los que representarían los estadios previos de la diferenciación, lo cual deja sin pruebas la presencia de magmas básicos. Además, los enclaves con bajo contenido en

SiO_2 (en torno al 57 %) contienen valores altos de todos los elementos citados.

De nuevo, la explicación de los enclaves como fundidos similares a los que producen las granodioritas, aunque más ricos en biotita y plagioclasa, explica de forma más plausible todos los datos, porque la biotita (con inclusiones de circón) concentraría Zr, Rb y Li. Los enclaves con bajo contenido en SiO_2 serían, simplemente, acumulados de biotita. De esta forma, además, es muy clara la interpretación de los diagramas de Rb y de Li vs. K_2O (Fig. 8): la variación observada en los enclaves se relaciona con diferencias en los contenidos modales en biotita, cuyo aumento conlleva el de Rb y Li; en cambio, en las granodioritas, en las que existe también feldespato alcalino, el aumento de Rb con el de K_2O sigue un patrón diferente, y el contenido en Li prácticamente no aumenta con el de K_2O , porque los feldespatos no contienen Li. Nótese, por último, que los dos enclaves de composición granodiorítica, que contienen feldespato alcalino, se alinean con las granodioritas en los dos diagramas.

c) *Diagramas normalizados de tierras raras* (Fig. 4). Los contenidos en REE de la granodiorita normalizados frente a contenidos condríticos son similares a los modelizados para otras áreas del Macizo Ibérico (ORTEGA y GIL IBARGUCHI, 1990) y en el Macizo Central Francés (DOWNES y DUTHOU, 1988) como fundidos parciales de protolitos corticales (mezcla de ortogneises y grauwacas o protolitos ricos en ortogneises que poseen una pequeña proporción de metabasitas).

En relación con los enclaves microgranitoides biotíticos y biotítico-anfibólicos, sus espectros en REE son paralelos a los que muestra la granodiorita, aunque hay que destacar su enriquecimiento en REE unido a una anomalía negativa de Eu. Nótese, además, que los valores de La_N sobrepasan con mucho los máximos descritos por GILL (1981) para rocas calcoalcalinas ricas en K_2O y los de la literatura reciente en batolitos de

tipo cordillerano (DORAIS, *et al.*, 1990), llegando a alcanzar valores 400 veces superiores a los contenidos condriticos. En cambio, las razones La_N/Yb_N son semejantes a las descritas por GILL (*op. cit.*), lo cual análogamente, indica contenidos en HREE normalizados también superiores a los que la literatura considera propios de esos tipos de rocas, y en conjunción con los datos antes discutidos descarta en cualquier caso la participación de magmas básicos calcoalcalinos en la evolución de los enclaves, salvo si éstos fuesen ultrapotásicos (absarokitas²), que, de nuevo, no se conocen en el área ni en todo el Macizo Ibérico.

Consideramos que la anomalía de Eu no puede deberse a la extracción de plagioclasa, ya que los enclaves contienen tanta o más plagioclasa modal que la roca huésped, por lo que sugerimos explicar el enriquecimiento en REE por una acumulación de minerales accesorios (apatito, circón y anfíbol) en los enclaves, que eleva los contenidos de LREE o de HREE sin aumentar el contenido en Eu, y produce un relativo empobrecimiento en este elemento a partir de un fundido muy similar a la granodiorita. Conviene destacar que la acumulación de circón correspondería a la acumulación de biotita indicada anteriormente, y que la mayor abundancia de HREE en enclaves biotítico-anfibólicos y de LREE en enclaves biotítico-anfibólicos concuerda con la explicación presentada.

Alternativamente, esa anomalía podría deberse: 1) a que los enclaves deriven de un diferenciado (procedente a su vez de un magma básico del que se extrae plagioclasa) que posteriormente es hibridado con un magma cortical, de forma que una anomalía negativa de Eu es posteriormente «compensada» por la hibridación; y 2) a un empobrecimiento de Eu en el área fuente (p. ej., si previamente se han extraído de ésta fundidos en equilibrio con plagioclasa).

En cuanto a las posibilidades de hibridación, es necesario resaltar que los contenidos en Eu de granodioritas y enclaves son equivalentes (los valores máximos corresponden

a algunos enclaves), lo que hace improbable que estos últimos procedan de fraccionamiento de plagioclasas, máxime con contenidos modales de plagioclasa equivalentes o superiores a los de la granodiorita huésped, para los que cabría esperar contenidos en Eu superiores. Podría defenderse, para elementos muy poco abundantes, una total homogeneización durante la hibridación para explicar la práctica igualdad de contenidos en Eu; pero en tal caso carece de explicación el hecho de que el resto de REE no se haya homogeneizado de igual manera.

Por otra parte, la mayor abundancia de La^N respecto de las rocas calcoalcalinas ricas en K_2O plantea de nuevo el interrogante de cuál pudo ser el magma básico en cuestión, problema tanto más grave si los enclaves son considerados como «híbridos» enriquecidos en componente básico respecto de la granodiorita; pues entonces, ¿cuál sería el contenido en REE de los magmas básicos antes de la hibridación? Superior a 400 veces el de los condritos, y eventualmente muy superior.

Respecto de la otra posibilidad, esto es, la explicación de los enclaves como procedentes de fundidos posteriores a una fusión fraccional previa del mismo protolito (etapa en la que se producirían las granodioritas), se podría explicar la anomalía negativa de Eu sólo si paralelamente se observase una abundancia menor de REE (y también de otros elementos incompatibles) en los enclaves respecto de las granodioritas. La hipótesis debe ser descartada con el conjunto de los datos que presentamos.

En definitiva, si los datos de REE se usan conjuntamente con el resto de los datos químicos disponibles, corroboran la hipótesis que sugerimos: los enclaves son concentraciones de biotita, formadas durante el ascenso del magma. Una explicación probable podría consistir en la formación de los enclaves en zonas relativamente más frías de los conductos de ascenso y en una reincorporación posterior, en estado más próximo al solidus, a la granodiorita huésped.

De acuerdo con ese modelo, el mayor

contenido en LREE de los enclaves está relacionado con la mayor abundancia de apatito en estos cuerpos, como también lo indica su mayor contenido en P_2O_5 . Las concentraciones ligeramente superiores en HREE en los enclaves pueden ser atribuidas a un mayor contenido modal en anfíbol (y, probablemente, circón). La anomalía negativa de Eu en éstos últimos sería meramente consecuencia del aumento del contenido modal de accesorios con un volumen de plagioclasa similar en los enclaves.

CONCLUSIONES

Los datos petrográficos y químicos correspondientes a la granodiorita con biotita (\pm anfíbol) de Los Pedroches y a los enclaves microgranitoides que contiene descartan claramente el origen xenolítico de esos enclaves, prueban su carácter ígneo, tal como se reconoce en numerosos batolitos epizonales a escala mundial (VERNON, 1983, 1984) y demuestran también que su geometría, textura y caracteres restantes son el resultado de interacción con la granodiorita huésped, en la cual los enclaves se comportan como un elemento tanto más viscoso cuanto más máfico; sin embargo, desde el punto de vista geoquímico, y aún a falta de datos isotópicos, no parece adecuado interpretar los enclaves citados en términos de hibridación con un magma exótico (básico) por cuanto en cualquiera de sus variantes no se explica el comportamiento geoquímico conjunto de granodioritas y enclaves más que a costa de admitir de manera forzada argumentos *ad hoc* imposibles de comprobar. Es especialmente notable el comportamiento de los elementos alcalinos, REE y HFSE, imposible de explicar por hibridación, suceda ésta o no junto con difusión, a no ser que se admita la existencia de magmas de composición inusual que en ningún punto pueden ser observados.

Por el contrario, los mismos datos se explican correctamente si ambos grupos de ro-

cas son el resultado de la cristalización de magmas generados de una fuente única (ORTEGA y GIL-IBARGUCHI, 1990; DOWNES y DUTHOUM, 1988), que se diferencian sólo por la distinta abundancia de las mismas fases minerales. Hay varias maneras de imaginar tales diferencias, y la que podría ser más verosímil implicaría la acumulación de biotita (\pm accesorios \pm anfíbol) en zonas (de borde?) del fundido que asciende. Dicha acumulación podría suceder con una variación cuasi-lineal de muchos elementos químicos (WALL *et al.*, 1987), indistinguible desde ese punto de vista de la separación de restitas y de la hibridación de magmas; pero explicaría todos los comportamientos químicos que de otra forma quedan sin explicar, junto con todas las semejanzas mineralógicas y petrológicas que hacen a enclaves y roca huésped prácticamente iguales.

Es obligado reconocer que la generación enteramente cortical de la granodiorita de Los Pedroches y de sus enclaves microgranitoides plantea aún problemas. Tal vez el principal sea la baja relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} (QUESADA, com. pers.) en torno a 0.7048. No obstante conviene insistir en que en el área estudiada afloran también monzogranitos —con cordierita— cuya razón inicial Sr^{87}/Sr^{86} está entorno a 0.7043 (FERNANDEZ *et al.*, 1990). Estos datos no se pueden interpretar de forma sencilla, porque aparentemente sólo significarían que a escala regional las relaciones isotópicas serían independientes del grado de participación cortical, y por otra parte continuarían siendo compatibles con una generación de las granodioritas en la corteza inferior. Estimamos además que invocar magmas básicos cuyos caracteres químicos resulta muy difícil imaginar y que no afloran en el área debe considerarse menos adecuado, pues explica parcialmente las razones isotópicas citadas y abre interrogantes mayores, aún más difíciles de explicar.

Por último, deseamos resaltar que no es nuestra intención negar la posibilidad de

que procesos tales como la hibridación o la diferenciación magmática sean significativos en la petrogénesis de granitoides; nos limitamos a señalar, no obstante, lo siguiente:

1.— En el caso del Batolito de Los Pedroches, y probablemente en el de otros batolitos epizonales de la región, los enclaves no parecen contener cantidades significativas de material exótico, sino que la granodiorita puede ser generada enteramente en la corteza, como ya ha sido propuesto (ORTEGA y GIL-IBARGUCHI, 1990), y los enclaves, a partir de la misma fuente.

2.— Puesto que la textura y otras propiedades generales de los enclaves microgranitoides pueden ser prácticamente indistinguibles como resultado de un proceso como el que proponemos y de una hibridación con material exótico que conduzca a una homogeneización total de los componentes

mezclados, estimamos que sólo el uso combinado y no separado de datos geoquímicos generales, isotópicos y geológicos a gran escala puede permitir distinguir en cada caso entre las dos alternativas. Puesto que también cabe la posibilidad de que, tal como existen granitoides muy semejantes de génesis diferentes, puedan también generarse de manera distinta enclaves microgranitoides muy similares entre sí.

3.— Esta última posibilidad a su vez, hace especialmente peligrosa cualquier generalización que implique juzgar la génesis de un granitoide tomando como argumento fundamental un estudio superficial de sus enclaves. A modo de ejemplo, la elección entre las alternativas que planteamos implica un entorno muy diferente durante la época en que se produce la generación de granitoides.

BIBLIOGRAFÍA

- BAKER, D. R. (1991). Interdiffusion of hydrous dacitic and rhyolitic melts and the efficacy of rhyolite contamination of dacitic enclaves. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106: 462-473.
- BEA, F. y PEREIRA, M. D. (1990). Estudio petrológico del Complejo anatético de la Peña Negra (Batolito de Avila, España Central). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 87-103.
- CARRACEDO M., EGUILUZ, L., GIL IBARGUCHI, I. y TIJERO, F. (1990). Cartografía, petrología y geoquímica del plutón del Cerro Mogábar, batolito de Los Pedroches (Córdoba, España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15: 105-118.
- CASTRO, A. (1990). Microgranular enclaves of the Quintana granodiorite (Los Pedroches batholith). Petrogenetic significance. *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 7-21.
- CASTRO, A., MORENO-VENTAS, I. y DE LA ROSA, J. D. (1990). Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian Belt, Spain. *Geol. Jour.*, 25: 391-404.
- CHAPPELL, B. W., WHITE, A. J. R. y WIBORN, D. (1987). The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Jour. Petrol.*, 28: 1111-1138.
- CHEN, Y. D., PRICE, R. C., WHITE, A. J. R. (1989). Inclusions in three S-type granites from southeastern Australia. *Jour. Petrol.*, 30: 1181-1218.
- DEER, W. A. R., HOWIE, R. A. y ZUSSMAN, J. (1962). *Rocks forming minerals*. J. Wiley & Sons. N. Y.
- DIDIER, J. (1973). *Granites and their Enclaves*. Elsevier, Amsterdam, Dev. in Petrology, 3: 393 pp.
- DONAIRE, T. y PASCUAL, E. (1991). Paragénesis metamórficas de contacto en xenolitos de la granodiorita de Los Pedroches (Córdoba, España): evidencia de emplazamiento a alta temperatura. *Geogaceta*, 10: 90-93.
- DORAIS, M. J., WHITNEY, J. A. y RODEN, M. (1990). Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek Pluton, Central Sierra Nevada batholith, California. *Jour. Petrol.*, 31: 853-881.
- DOWNES, H. y DUTHOU, J. L. (1988). Sr, Nd isotope geochemistry of hercynian granitoids and prehercynian orthogneisses, Massif Central (France). *Chem. Geol.*, 68: 291-308.
- DROOP, G. T. R. (1987). A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Min. Mag.* 51: 431-435.

- EBERZ, G. W. NICHOLLS, I. A., MAAS, R., McCULLOCH, M. T. y WHITFORD, D. J. (1990). The Nd-and Sr-isotopic composition of I-type microgranitoid enclaves and their host rocks from the Swifts Creek Pluton, southeast Australia. *Chem. Geol.*, 85: 119-134.
- EGUIGUREN, E. (1983). *El batolito de Los Pedroches en la transversal de Esparragosa de La Serena*. Tesis de licenciatura, Univ. del País Vasco (inédita).
- FERNANDEZ, F. J. (1987). *Caracterización petrológica y geoquímica de la granodiorita de Los Pedroches y el plutón de El Guijo (Batolito de Los Pedroches, Córdoba, España)*. Tesis de licenciatura. Univ. de Oviedo (inédita).
- FERNANDEZ, F. J., CUETO, L. A., LARREA, F. J., QUESADA, C. (1990). El plutón de El Guijo: petrología, geoquímica, edad y relación con otras rocas del batolito de Los Pedroches. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15: 89-103.
- FERSHTATER, G. B. & BORODINA, N. S. (1976). Petrology of autoliths in granitic rocks. *Internat. Geology Rev.*, v. 19, n.º 4.
- GARCIA-CASCO, A. (1986). *Petrología, geoquímica y mineralizaciones de W asociadas del plutón de Santa Eufemia (batolito de Los Pedroches, Córdoba)*. Tesis de licenciatura, Univ. de Granada (inédita).
- GARROTE, A. (1976). Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrama (prov. de Córdoba). Sierra Morena Central. Memorias e Noticias. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 82: 17-39.
- GILL, J. B. (1981). *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Heildeberg: Springer-Verlag, 390.
- LEAKE, B. E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Can. Mineral.*, 16: 501-520.
- MORENO-VENTAS, I. (1991). *Petrología de los granitoides y rocas básicas asociadas de la Sierra de Gredos, Sistema Central Español*. Tesis doctoral, Univ. de Sevilla (inédita).
- ORTEGA, L. A. y GIL IBARGUCHI, J. I. (1990). The genesis of late hercynian granitoids from Galicia (Northwestern Spain): Inferences from REE studies. *Jour. Geol.*, 98: 189-211.
- PASCUAL, E. (1984). El batolito de Los Pedroches en el sector Hinojosa del Duque-Santa Eufemia. Caracteres petrográficos y relaciones con las deformaciones hercínicas. Memorias e Noticias. *Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 97: 39-50.
- PHILLIPS, G. N., WALL, V. J. & CLEMENS, J. D. (1981). Petrology of the Strathbogie batholith: a cordierite-bearing granite. *Can. Mineral.*, 19: 47-63.
- POLI, G. E. y TOMMASINI, S. (1991). Model for the origin and significance of microgranular enclaves in calc-alkaline granitoids. *Jour. Petrol.*, 32: 657-666.
- QUESADA, C., FLORIDO, P., GUMIEL, P., OSBORNE, J., LARREA, J. F., BAEZA, L., ORTEGA, M. C., TORNOS, F., SIGÜENZA, J. M., QUEREDA, J. M., BAÑON, L. y de la CRUZ, E. (1987). *Mapa Geológico-Minero de Extremadura*. Consejería de Industria y Energía. Junta de Extremadura.
- ROBARDET, M. (1976). L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le Nord de la province de Séville (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283, Série D: 999-1002.
- SPARKS, R. S. J. & MARSHALL, L. A. (1986). Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Jours. Volcanol. Geoth. Res.*, 29: 99-124.
- VERNON, R. H. (1983). Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Jour. Procc. R. Soc. N. S. W.*, 116: 77-103.
- VERNON, R. H. (1984). Microgranitoid enclaves in granites: globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309: 438-439.
- VERNON, R. H., ETHERIDGE, M. A. & WALL, V. J. (1988). Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, 22: 1-11.
- WALL, V. J., CLEMENS, J. D. y CLARKE, D. B. (1987). Models for granitoid evolution and source compositions. *Jour. Geol.*, 95: 731-749.
- WHITE, A. J. R. y CHAPPELL, B. W. (1977). Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43: 7-22.
- ZORPI, M. J. (1988). Melanges magmatiques dans les granitoïdes de Sardaigne septentrionale: implications sur l'hybridation, la zonation et la mise en place des plutons calco-alkalins. Tesis Docto. Univ. d'Aix-Marseille, 236 pp.

*Recibido, 1-IV-92
Aceptado, 17-VIII-92*