

Xenolitos de metapelitas de alto grado en metabasitas: evidencia del emplazamiento en corteza continental del magmatismo básico Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas)

M. T. Gómez Pugnaire (*) y M. Muñoz (**)

(*) Departamento de Mineralogía y Petrología. Instituto Andaluz de Geología Mediterránea (CSIC). Universidad de Granada. 18002 Granada.
 (**) Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

ABSTRACT

Xenoliths from the continental crust have been found in the olivine-bearing dolerites in the Nevado-Filábride complex. This material is partially melted and assimilated by the igneous rocks and therefore chemical and mineralogical composition of both basaltic melts and xenoliths was modified: the xenoliths are composed of metamorphic and restite portions and in the basaltic melt the Al_2O_3 and SiO_2 content increased in the sites with a higher xenolith content. The latter represent part of a metamorphic continental crust enclosed within the magma during its ascent and indicate, as do other chemical and geological features, that the metabasites were amplaced in the continental crust.

Key words: *xenoliths, basic dykes, Nevado-Filábride complex, Cordilleras Béticas.*

Geogaceta, 7 (1990), 13-15.

Localización y contexto geológico

En las metabasitas del Complejo Nevado-Filábride (Zona Bética s.s., fig. 1) y en las proximidades de Cobdar (Almería) se han encontrado xenolitos de metasedimentos esencialmente representados por grandes profiroblastos de andalucita parcialmente pseudomorfizados. Este hallazgo constituye una aportación más y definitiva para la interpretación del ambiente de emplazamiento de las rocas básicas a favor de una situación paleotectónica de corteza continental adelgazada (1, 2, 3) en lugar de una situación de dorsal oceánica (4).

Las rocas básicas encajantes son diques capa de inyección múltiple (2, 3) y pequeños stocks asociados a los materiales mesozoicos del manto del Calar Alto (5) y específicamente en relación con la secuencias de metapsamitas y metapelitas continentales, estas últimas en gran parte de carácter evaporítico, que constituyen la formación de Tahal (3, 6) (fig. 1).

Estas rocas no han sido afectadas por la foliación milonítica (Fm) ya que están situadas por debajo de la zona de cizalla dúctil del cabalgamiento entre los mantos de Bedar-Macael y del Calar Alto, por esta razón las texturas y, en muchos casos, la mineralogía ígneas han sido preservadas (1, 2, 3).

El mayor número de xenolitos apa-

rece en las doleritas olivínicas (2, 3) aunque se encuentran también en las facies porfídicas. En ambos casos los xenolitos destacan netamente en el afloramiento por su coloración comparativamente mucho más clara.

La mineralogía ígnea relicta está representada por olivino (Fo=69--82), plagioclasa (%An=48-70) y clinopiroxeno (augita-salita). El metamorfismo que las afectó dio como resultado la formación de coronas de anstatita, antofilita, talco, granate y flogopita sódica localizadas en los límites entre olivino y plagioclasa, mineralogía correspondiente de temperatura por encima de 650-700° C.

Petrografía

En el afloramiento los xenolitos aparecen como formas rectangulares de color blanco y dimensiones centimétricas (tamaño medio alrededor de los 5-10 cm.) o formas irregulares más o menos globulares de dimensiones algo mayores (fig. 2). La mayor parte de estos xenolitos presenta un borde, de desarrollo irregular, de color verde intenso (que corresponde a espinela) y que marca el contorno del xenolito. Una corona más externa de color pardo (plagioclasa %An=60-74, análisis 2, tabla 1) separa el xenolito de la roca básica encajante.

Las formas más o menos rectangu-

lares corresponden a grandes porfiroblastos de andalucita (en los que aún son reconocibles las formas típicas del quiasolito, fig. 3) parcial o totalmente desestabilizados, mientras que las más irregulares son agrupaciones de estos mismos cristales o agregados de origen y mineralogía más complejos que sugieren la existencia, no de un mineral único sino de un agregado de minerales preexistente. La presencia de sillimanita y de una cierta orientación preferencial en los fragmentos, sugieren que se trata de restos de metapelitas de alto grado.

En lámina delgada los grandes cristales rectangulares corresponden a andalucita de la que quedan aún abundantes restos sin transformar. Se conservan igualmente las antiguas inclusiones de minerales metamórficos como son los grandes cristales de mica incolora (esencialmente moscovita, análisis 4, tabla 1) y biotita ($X_{Mg}=0,5-0,6$, análisis 7, tabla 1) intercrecidas.

La andalucita ha sido remplazada por un agregado de espinela (hercinita) concentrada fundamentalmente en el borde y cristales aciculares de coridón con plagioclasa (%An=30-50, análisis 3, tabla 1) y vidrio intersticiales. El vidrio ha sido parcialmente desvitrificado, lo que ha producido el desarrollo de microlitos de plagioclasa muy sódica (%An=4-9, análisis 1, tabla 1). La transición de estos microlitos a

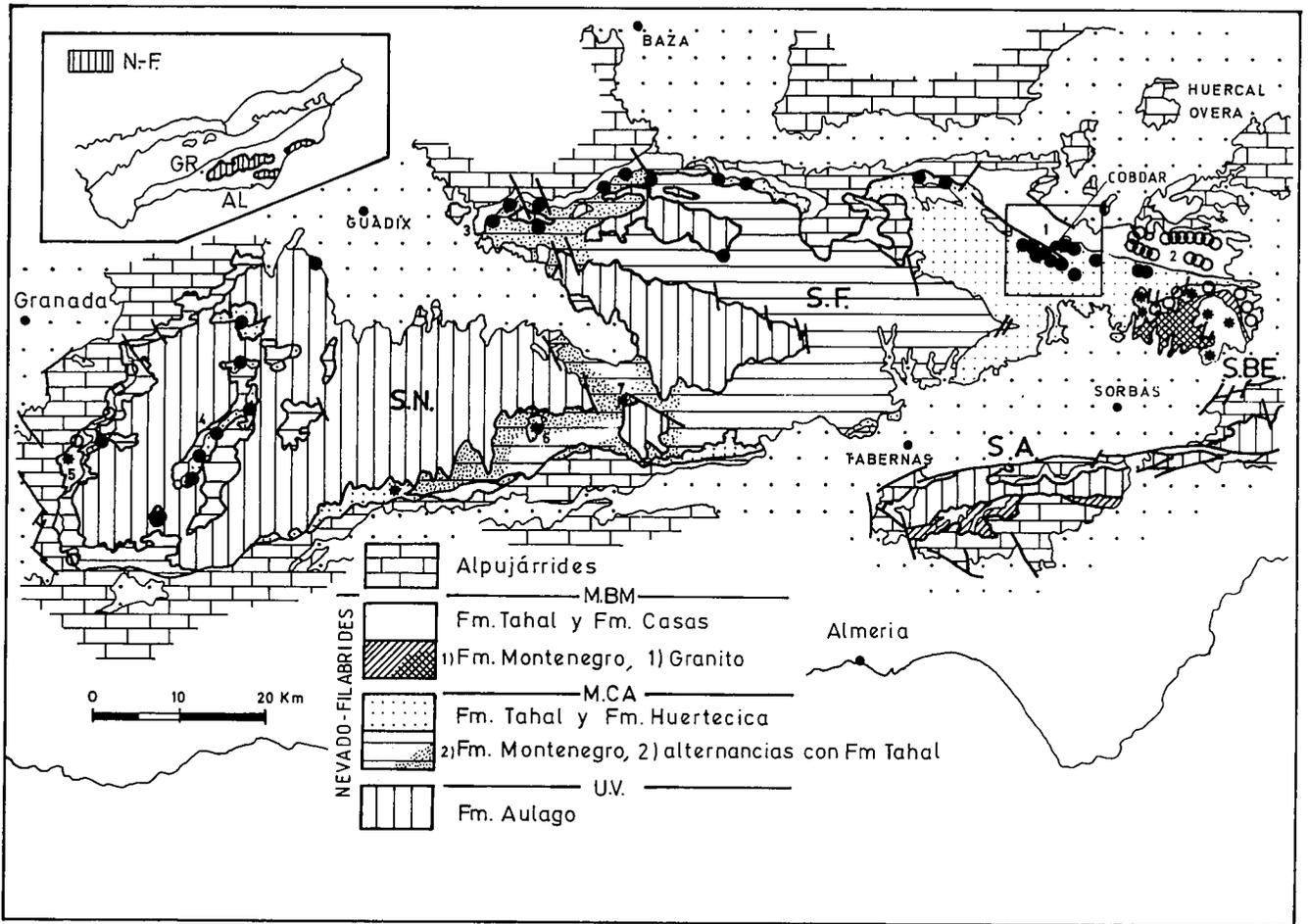


Fig. 1.—Esquema tectónico del Complejo Nevado-Filábride (basado en García-Dueñas *et al.*, 1988) y situación del área estudiada. M.B.M.=Manto de Bédar-Macael; M. CA.=Manto del Calar Alto; U.V.=Unidad del Veleta. Círculos llenos=metabasitas con minerales relictos y en facies eclogíticas, círculos vacíos=metabasitas en facies de las amfibolitas, asteriscos=rocas ultramáficas. S.F.=Sierra de los Filabres. S.N.=Sierra Nevada.

plagioclasas de mayor tamaño puede ser petrográficamente observada, así como el aumento del tamaño de la plagioclasa intersticial cuanto mayor ha sido el grado de asimilación del xenolito.

Adicionalmente hay que señalar la neoformación de mica incolora (más

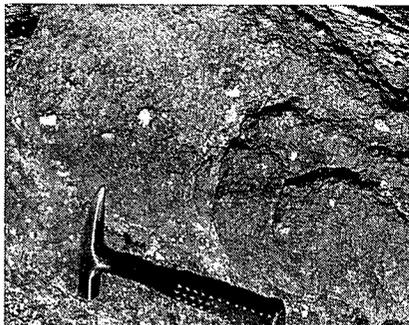


Fig. 2.—Aspecto en el afloramiento de los xenolitos englobados por la dolerita olivínica.

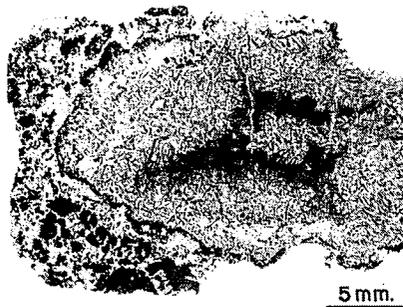


Fig. 3.—Antiguos cristales de andalucita, en los que aún se reconocen las inclusiones de grafito características del quiasolitito, reemplazado por pequeños cristales aciculares de corindón y plagioclasa. El borde del pseudomorfo (en negro) está marcado por pequeños cristales de espinela. Obsérvese la corona de plagioclasa (gris claro) entre la espinela y la roca encajante.

rica en paragonita que la de origen restítico, $Ms_{75}Pa_{25}$, análisis 5, tabla 1) intercrecida y, probablemente reempla-

zando, a los cristales coridón. La espinela muestra un borde de reacción en contacto con plagioclasa constituido por un agregado cristalino de grano muy fino en el que solamente la biotita y antofilita se identifican. La neoformación de estos minerales, como resultado de la desestabilización de la paragénesis restítica, así como la recristalización del vidrio, sugiere una etapa de metamorfismo, después de la consolidación de la roca ígnea, que, habida cuenta de la mineralogía resultante, está en relación con el proceso según el cual en la roca ígnea básica se producen las coronas de ortopiroxenó y granate (3).

Interpretación

Los xenolitos descritos solo pueden haber sido originados como resultado de la fragmentación, inclusión y parcial asimilación de trozos de rocas enca-

Tabla 1

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)		(A)	(B)
SiO ₂	66,57	49,19	57,68	42,70	44,06	34,13	32,88	SiO ₂	44,10	45,20
TiO ₂	0,06	0,17	0,16	0,40	0,78	1,37	2,02	TiO ₂	1,06	0,91
Al ₂ O ₃	20,52	31,97	26,93	36,92	37,34	22,13	22,51	Al ₂ O ₃	10,20	14,20
FeO (*)	0,11	0,06	0,17	0,83	0,90	11,17	16,64	Fe ₂ O ₃	2,50	2,20
MgO	0,01	0,01	0,02	0,23	0,22	15,11	9,57	FeO	10,20	11,40
MnO	0,03	0,00	0,01	0,00	0,05	0,14	0,00	MgO	21,70	16,60
CaO	1,61	15,53	7,47	0,18	0,00	0,12	0,18	MnO	0,19	0,17
Na ₂ O	10,80	3,03	7,39	2,15	0,62	0,27	0,27	CaO	5,83	7,57
K ₂ O	0,16	0,02	0,14	8,47	10,39	9,65	9,84	Na ₂ O	2,13	2,26
Total	99,87	99,98	99,97	91,88	94,36	94,09	93,91	K ₂ O	0,45	0,33
								P ₂ O ₅	0,17	0,14
Si	11,708	9,004	10,332	5,871	5,923	5,074	5,041	L.O.I.	0,47	0,16
Al	4,254	6,898	5,686	2,129	2,077	2,926	2,959	Total	99,20	99,10
Al	0,000	0,000	0,000	3,855	3,839	0,952	1,108	A = metabasita sin xenolitos		
Ti	0,008	0,023	0,022	0,041	0,079	0,153	0,233	B = metabasita con abundantes xenolitos englobados		
Fe	0,016	0,009	0,025	0,095	0,101	1,389	2,133	(1) (2) (3) = plagioclasa		
Mg	0,003	0,003	0,005	0,047	0,044	3,348	2,186	(4) (5) = mica incolora		
Mn	0,004	0,000	0,002	0,000	0,006	0,018	0,000	(6) (7) = biotita		
Ca	0,303	3,046	1,434	0,027	0,000	0,019	0,030			
Na	3,683	1,075	2,567	0,573	0,162	0,078	0,080			
K	0,036	0,005	0,032	1,486	1,782	1,831	1,925			

(*) Todo el Fe calculado como FeO.

jantes de las rocas básicas. Los cristales de andalucita representan los antiguos porfiroblastos, disgregados de la matriz metamórfica en que originariamente estuvieron contenidos. La mineralogía de transformación de estos xenolitos es debida, dejando a parte las transformaciones metamórficas posteriores, a la recristalización de los mismos inducida por el aporte de calor del fundido básico. La asociación mineralógica resultante, así como la presencia de vidrio intersticial y la corona de plagioclasa, muy rica en anortita, son evidencia de fusión parcial de los xenolitos, mientras que corindón y espinela son los elementos restícticos.

Como resultado del proceso de fusión parcial de los metasedimentos, el magma básico sufre una contaminación reflejada esencialmente en el enriquecimiento local en Al₂O₃ y SiO₂ en las zonas en las que la dolerita olivínica muestra mayor densidad de xenolitos en avanzado estado de asimilación. En dichas zonas son frecuentes las venas de doleritas leucocráticas, muy ricas en plagioclasa y hornblenda, que corresponderían a las situaciones de mayor contaminación, lo que se refleja en la presencia de inclusiones aciculares de corindón en la plagioclasa. En este contexto, las relaciones S⁸⁷/Sr⁸⁶=0,705-0,706 de parte de los gabros (7, 8) de Lubrín, equivalente a estos, deben ser reinterpretados como una consecuencia de la

contaminación cortical en lugar de una interacción con fluidos corticales durante el metamorfismo. En este mismo sentido debe explicarse la existencia de Ar radiogénico (9) en las doleritas estudiadas en este trabajo.

Por todo lo anteriormente expuesto, los enclaves de las metabasitas nevado-filábrides, en todo similares a los descritos en las rocas ígneas básicas del Subbético de las Cordilleras Béticas (10), son susceptibles de idéntica interpretación, es decir, reflejarían la existencia de corteza continental en el camino de paso del magmatismo del Complejo Nevado-Filábride. Todo ello indica que el ambiente paleotectónico de emplazamiento no se produjo en una situación de dorsal oceánica ni, por tanto, las rocas pueden ser interpretadas como parte de una secuencia ofiolítica (4, 11).

Agradecimientos

Agradecemos la ayuda que nos ha prestado J. M. Fernández Soler durante la campaña de campo y la realización del trabajo. Los análisis químicos de los minerales han sido realizados con la Universidad de Oviedo, por lo que se agradece la ayuda al personal encargado de la microsonda. Trabajo subvencionado por el proyecto PB87-0461-CO2-02 (CYCIT-CSIC).

Referencias

- Muñoz, M. (1986): *Geogaceta*, 1, 35-37.
- Muñoz, M.; Gómez Pugnaire, M. T. y Fernández Soler, J. M. (1988): *Simposio sobre Volcanismo, II Congr. Geol. España*, SGE, 425-433.
- Franz, G.; Gómez Pugnaire, M. T. y Muñoz, M. (1988): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, sér. II, 2041-2047.
- Puga, E. (1977): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 285, sér. D. 1379-1382.
- García Dueñas, V.; Martínez Martínez, J. M. y Soto, J. I. (1988): *Simposio sobre Cinturones orogénicos, II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, 17-26.
- Nijhuis, H. J. (1964): Tesis Doctoral. Univ. Amsterdam, 151 pp.
- Morten, L.; Bargossi, J. M.; Martínez, J. M.; Puga, E. y Díaz de Federico, A. (1987): *J. Metamor. Geol.*, 5, 155-174.
- Hebeda, E. H.; Boelrijk, N. A. I. M.; Priem, H. N. A.; Verdurmen, E. A. Th.; Verschure, R. H. y Simon, O. J. (1980): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47, 81-90.
- Portugal Ferreira, M.; Ferreira, J. T.; Díaz de Federico, A. y Puga, E. (1987): *Mem. e Not. Publi. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, 104, 41-60.
- Puga, E. (1987): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, 1503-1506.
- Puga, E. y Díaz de Federico, A. (1988): *Revista de la Soc. Geol. España*, 1, 113-128.

Recibido el 10 de septiembre de 1989
Aceptado el 10 de octubre de 1989