

Petrología y mineralogía de los xenolitos mantélicos del volcán la Banya del Boc (Girona)

Petrology and mineralogy of mantle xenoliths from La Banya del Boc volcano (Girona)

V. Oliveras y G. Galán

Departament de Geologia. Universitat Autònoma de Barcelona. Edifici C(Sur), 08193 Bellaterra, Barcelona. valenti.oliveras@uab.cat

ABSTRACT

Type I mantle xenoliths enclosed in alkaline mafic lavas and pyroclastic materials from La Banya del Boc volcano are studied in order to assess the nature of the subcontinental lithospheric mantle in the Catalan area. Anhydrous spinel lherzolites and harzburgites are the dominant lithologies, but pyroxenites are also found. Amphibole as accessory mineral is occasionally observed in peridotites. Protogranular is the most characteristic texture, but peridotites also show porphyroclastic and equigranular textures. All major mineral and spinel compositions indicate depletion by partial melting in peridotites, but metasomatism is also inferred. Decreasing of jadeite component in clinopyroxene with the degree of melting suggests that this could be related to decompression and upwelling of the mantle. The pyroxenites do not follow the melting trend.

Key words: Spinel lherzolites, harzburgites, pyroxenites, melting, metasomatism

Geogaceta, 40 (2006), 107-110

ISSN: 0213683X

Introducción, contexto geológico y objetivos

Los xenolitos mantélicos, englobados por lavas máficas alcalinas, son junto con los macizos de rocas ultramáficas la mejor posibilidad de estudiar directamente la naturaleza del manto, así como los diversos procesos de fusión, metasomatismo y deformación que han contribuido a su evolución composicional y estructural a lo largo del tiempo.

El volcanismo Neógeno-Cuaternario de Cataluña está relacionado con la aparición de fallas extensionales originadas durante un periodo distensivo, posterior a la Orogenia Alpina (Solé Sabarís, 1962; Solé Sugañés, 1978; Araña *et al.*, 1983; Martí *et al.*, 1992), y se caracteriza por la emisión de lavas y materiales piroclásticos de tipo basanita leucítica, basanita, basalto alcalino y traquita en menor proporción (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1985; Cebriá *et al.*, 2000). En la figura 1 se observa un esquema de situación de este volcanismo, que se ha dividido tradicionalmente en tres áreas: l'Empordà, La Selva y La Garrotxa. Su contexto tectónico y edad (Donville 1973a, b, c) son comparables a los del volcanismo centro-occidental europeo (Wilson y Downes, 1991).

La presencia de xenolitos ultramáficos de origen mantélico en las lavas y materiales piroclásticos de este volcanismo son conocidos desde Tournon (1968). Este autor descri-

be dos tipos de enclaves: (i) peridotitas, representativas del manto superior, y (ii) piroxenitas, hornblenditas y gabros que se originarían a partir de un fundido basáltico. Estos dos tipos de enclaves encajarían en los xenolitos de Tipo I y de Tipo II, respectivamente, de la clasificación de Frey y Prinz (1978). Más recientemente, los trabajos de Llobera Sánchez (1983) y de Neumann *et al.* (1999) profundizan en los xenolitos de tipo II del volcán Roca Negra, mientras que los

xenolitos de Tipo I han sido objeto de trabajos preliminares por Llovet y Galán (2003) y Galán (2004). El interés que ofrecen estos estudios preliminares sobre la tipología de los xenolitos de tipo I y los procesos que los afectan, nos han llevado a plantear su estudio sistemático en las lavas y materiales piroclásticos del volcán La Banya del Boc (Oliveras, 2005) (Fig. 1). El objetivo de este estudio es establecer una buena clasificación petrológica y mineralógica de estos xenolitos

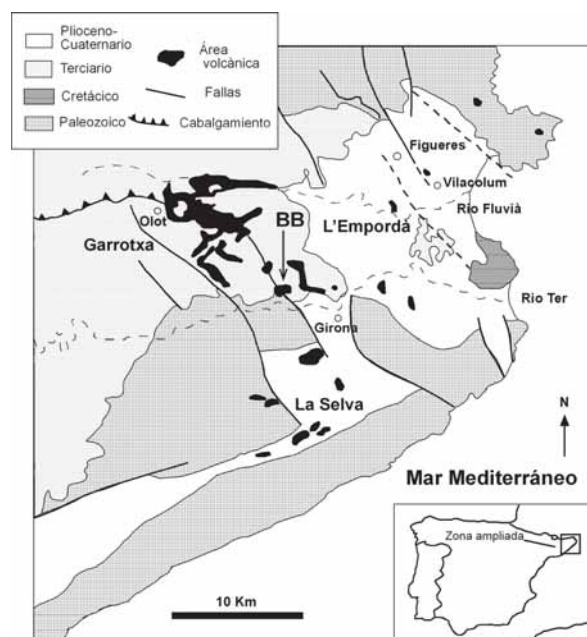


Fig. 1.- Esquema geológico del volcanismo catalán, basado en Solé Sabarís (1962), Tournon (1968) y Guerin *et al.* (1986), con la situación del volcán la Banya del Boc (BB).

Fig. 1.- Geological mapping of the Catalan volcanism, based on Solé Sabarís (1962), Tournon (1968) and Guerin *et al.* (1986), showing the location of La Banya del Boc volcano (BB).

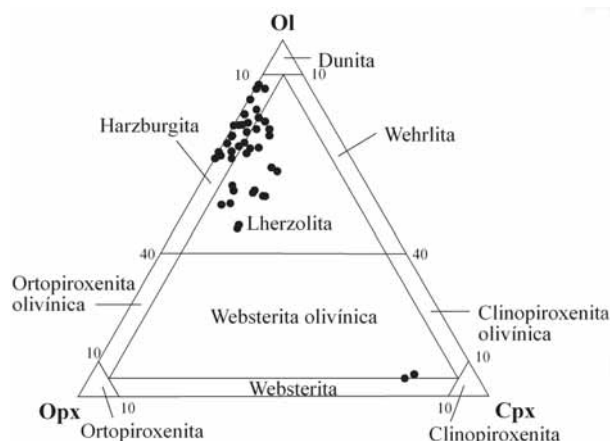


Fig. 2.- Proyección de la composición mineralógica modal de los xenolitos en el diagrama olivino- ortopiroxeno- clinopiroxeno (Le Maitre et al., 2002).

Fig. 2.- Olivine-orthopyroxene- clinopyroxene plot (Le Maitre et al., 2002) for the mineral mode composition of the xenoliths.

y fijar las bases de hipótesis sobre su origen, que serán contrastadas más adelante con otras metodologías analíticas.

Metodología

Se seleccionaron por tamaño 49 xenolitos, de los 200 recogidos, para su estudio en lámina delgada y se clasificaron a partir de su análisis modal, realizado con contador de puntos, mediante su proyección en el diagrama olivino- ortopiroxeno- clinopiroxeno (Le Maitre et al., 2002) (Fig. 2). Posteriormente, 14 de estas muestras se seleccionaron para el análisis de minerales por microsonda electrónica, teniendo en cuenta la variabilidad de su composición modal y también su diversidad textural. Los análisis se realizaron con una CAMECA SX-50, en los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Barcelona.

Petrografía

La mayoría de las muestras son lherzolitas y harzburgitas con espinela, y hay además dos piroxenitas de tipo websterita olivínica (Fig. 2). Se ha observado también la presencia de anfíbol accesorio e intersticial en dos peridotitas y flogopita accesorio en una de las piroxenitas. La proporción modal de olivino aumenta de las lherzolitas a las harzburgitas y la de clinopiroxeno, ortopiroxeno y espinela se correlacionan negativamente con la moda del olivino (Oliveras, 2005).

El tamaño de los xenolitos peridotíticos va de algunos milímetros a varios centímetros. Son rocas de grano medio ($1 > \phi < 5$ mm), con texturas predominantes protogranulares (Mercier y Nicolás, 1975), rara vez tabulares, con bordes rectos o ligeramente curvados entre los cristales (Fig. 3a), y donde los únicos

síntomas de deformación son la presencia de subgranos en los olivinos. También hay algunas muestras más deformadas, con texturas porfidoclasticas (Fig. 3b) o intermedias entre protogranulares y porfidoclasticas. Los porfidoclastos son de olivino, ortopiroxeno y más rara vez de espinela, y los neocristales son de estas mismas fases \pm clinopiroxeno. Estos neocristales están menos deformados y pueden presentar contactos a 120° . Finalmente, una de las peridotitas de grano más fino, presenta una textura equigranular (Mercier y Nicolás, 1975), con contactos entre granos a 120° (Fig. 3c). Ortropiroxeno y clinopiroxeno tienen ocasionalmente lamelas uno de otro o lamelas de espinela. Esta última aparece también como inclusiones en los silicatos, cristales aislados intersticiales o agrupados con formas de tipo «holly- leaf» (Mercier y Nicolás, 1975). Puntualmente, algunos minerales presentan coronas (e.g., ortopiroxeno, espinela, anfíbol) o bordes reaccionales de tipo esponjiforme (e.g., clinopiroxeno). Finalmente, también se observan venas esporádicas rellenas de vidrio o de vidrio y diminutos cristales.

Los xenolitos piroxénicos son también de escasos centímetros, de grano medio y con textura protogranular. El clinopiroxeno es el mineral dominante y puede presentar lamelas de ortopiroxeno. La espinela es rara o ausente y la flogopita, si aparece, es accesorio.

Química mineral

El olivino tiene un contenido en forsterita variable (89,25- 91,35%), que aumenta de las

Muestra	BB-16-04c	BB-16-04b	BB-81-04	BB-154-04	BB-146-04c	BB-146-04b	BB-179-04	BB-133-04c	BB-133-04b	BB-26-04	BB-64-04	BB-02-04	BB-74-04	BB-96-04c	BB-96-04b	BB-93-04	BB-180-04	BB-83-04
%Óxido	LHZ	LHZ	LHZ	LHZ	LHZ	LHZ	LHZ	LHZ	LHZ	LHZ	LHZ	LHZ	HZ	HZ	HZ	HZ	HZ	PX
SiO ₂	51,72	50,73	51,14	52,38	52,38	52,18	52,07	52,27	53,78	51,83	51,66	52,80	53,43	53,89	52,64	53,74	53,35	52,83
TiO ₂	0,63	0,68	0,72	0,40	0,41	0,66	0,56	0,57	0,52	0,35	0,51	0,50	0,04	0,12	1,04	0,17	0,13	0,38
Al ₂ O ₃	6,90	5,26	7,29	6,11	6,59	3,91	4,93	6,45	4,84	5,49	6,72	3,46	2,46	2,84	3,76	2,97	3,49	2,23
FeO	2,91	3,03	3,27	3,15	3,16	3,05	2,91	2,91	2,99	3,14	3,21	2,72	2,60	2,56	3,05	2,47	2,70	3,49
MnO	0,13	0,11	0,10	0,08	0,07	0,12	0,10	0,09	0,06	0,11	0,12	0,10	0,10	0,11	0,14	0,06	0,06	0,11
MgO	14,78	16,16	14,84	15,37	15,25	17,10	17,09	14,58	15,59	15,69	14,94	17,28	18,28	18,02	17,65	17,66	17,19	18,12
CaO	19,72	21,59	19,29	20,50	20,06	21,98	21,18	20,15	21,12	21,21	19,61	20,79	21,21	20,67	19,70	21,27	21,32	21,38
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	1,92	0,68	1,94	1,83	1,70	0,38	0,52	1,55	1,19	1,24	1,77	0,78	0,34	0,89	1,02	0,69	0,72	0,29
NiO	0,04	0,09	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,09	0,05	0,09	0,11	0,09	0,07	0,04	0,09	0,07	0,06
Cr ₂ O ₃	0,77	0,94	0,74	0,73	0,71	0,81	0,99	0,69	0,69	0,64	0,83	1,39	1,15	1,54	1,47	1,38	1,25	1,04
Total	99,52	99,28	99,41	100,60	100,40	100,23	100,40	99,31	100,85	99,77	99,46	99,93	99,70	100,70	100,49	100,50	100,30	99,93
Si	1,874	1,854	1,855	1,877	1,882	1,891	1,879	1,906	1,935	1,878	1,875	1,914	1,939	1,932	1,882	1,935	1,926	1,919
Ti	0,017	0,019	0,020	0,011	0,011	0,018	0,015	0,015	0,014	0,010	0,014	0,014	0,001	0,003	0,040	0,005	0,004	0,010
Al (T)	0,126	0,146	0,145	0,123	0,118	0,109	0,121	0,094	0,065	0,122	0,125	0,086	0,061	0,068	0,118	0,065	0,074	0,081
Al (M1)	0,168	0,081	0,166	0,135	0,161	0,058	0,089	0,183	0,139	0,113	0,163	0,062	0,044	0,052	0,044	0,061	0,075	0,015
Fe ³⁺ (M1)	0,037	0,049	0,054	0,073	0,033	0,019	0,009	0,000	0,000	0,058	0,035	0,012	0,007	0,027	0,019	0,003	0,007	0,036
Fe ²⁺	0,051	0,044	0,045	0,021	0,062	0,073	0,078	0,089	0,090	0,037	0,062	0,070	0,072	0,050	0,071	0,071	0,074	0,070
Mn	0,004	0,003	0,003	0,002	0,002	0,004	0,003	0,003	0,002	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004	0,002	0,002	0,003
Mg	0,798	0,881	0,802	0,821	0,817	0,923	0,920	0,792	0,837	0,848	0,808	0,934	0,989	0,963	0,929	0,948	0,925	0,981
Ca	0,766	0,845	0,750	0,787	0,772	0,853	0,819	0,787	0,815	0,824	0,763	0,807	0,825	0,794	0,789	0,821	0,825	0,832
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,135	0,048	0,136	0,127	0,119	0,027	0,036	0,109	0,082	0,087	0,125	0,054	0,024	0,062	0,064	0,048	0,051	0,020
Ni	0,001	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,003	0,003	0,003	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002
Cr	0,022	0,027	0,021	0,021	0,020	0,023	0,028	0,020	0,020	0,018	0,024	0,040	0,033	0,044	0,039	0,039	0,036	0,030
Σcationes	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
#Mg	90,07	90,48	89,00	89,68	89,57	90,88	91,28	89,93	90,27	89,90	89,25	91,89	92,62	92,62	91,09	92,74	91,92	90,25
#Cr	6,97	10,63	6,37	7,39	6,71	12,11	11,92	6,66	8,93	7,25	7,62	21,18	23,84	26,64	19,52	23,83	19,39	23,82

Tabla I.- Composiciones medias y fórmulas estructurales de clinopiroxeno en lherzolitas (LHZ), harzburgitas (HZ) y piroxenitas (PX), incluyendo composiciones de centro (c) y de borde esponjiforme (b) si es el caso. En el cálculo de la fórmula estructural, del Fe³⁺ y en la clasificación del piroxeno (Morimoto et al., 1988) se ha utilizado el programa PX-NOM de Sturm (2002).

Table I. - Average compositions and formula unit for clinopyroxene of lherzolites (LHZ), harzburgites (HZ) and pyroxenites (PX). Core (c) and spongy rim (b) compositions of crystals in due case are indicated. The formula unit, Fe³⁺ estimation and the classification of the pyroxenes (Morimoto et al., 1988) were done using the PX-Nom program (Sturm, 2002).

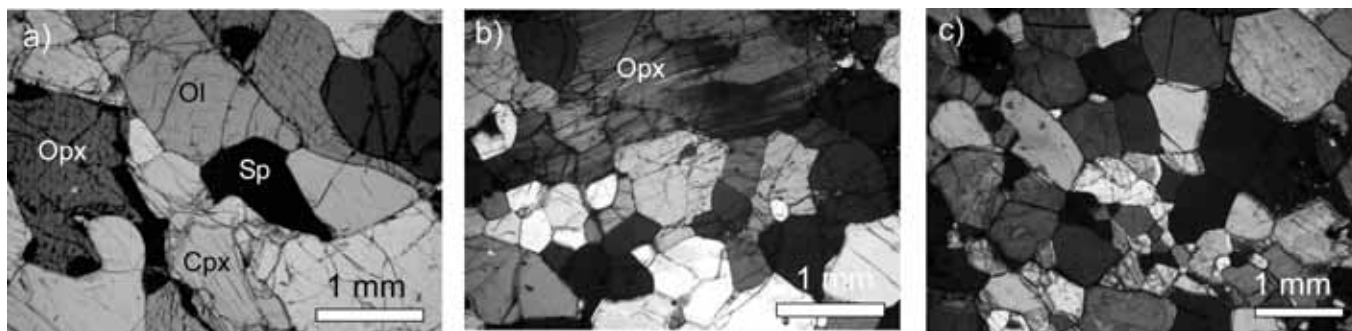


Fig. 3.- a) Peridotita con textura protogranular; b) Peridotita con textura porfidoclastica. El porfidoclasto de ortopiroxeno en la parte superior de la foto tiene maclas de deformación y está rodeado de una matriz granoblástica más fina; c) Textura equigranular en una lherzolita, con granulometría fina y puntos triples frecuentes.

Fig. 3.- a) Peridotite with protogranular texture; b) Peridotite with porphyroclastic texture. The orthopyroxene porphyroblast in the upper part of the picture shows deformation twins and is enclosed in a finer granoblastic matrix; c) Equigranular texture in a lherzolite showing fine grain and frequent triple points between crystals.

lherzolitas a las harzburgitas. En la piroxenita, la forsterita en el olivino es inferior (87,61%).

El *ortopiroxeno* tiene composición de enstatita aluminica, cromífero aluminica o cromífera (Morimoto *et al.*, 1988). El porcentaje del componente enstatita también aumenta de las lherzolitas a las harzburgitas (88,15-90,00%) y en la piroxenita es más bajo (87,15%). También la #Cr [#Cr = 100* Cr/(Cr+Al), en cationes por fórmula unidad] aumenta (4,50- 19,45) en el mismo sentido. El ortopiroxeno de la piroxenita es solo cromífero.

Las composiciones del *clinopiroxeno* aparecen en la tabla I. Corresponden a diópsido y augita próxima a diópsido, ricas en Al, Cr y Na en las lherzolitas, cromífero aluminicas en las harzburgitas y augita cromífera en la piroxenita (Morimoto *et al.*, 1988). Al igual que en el olivino y en el ortopiroxeno, la #Mg [#Mg = 100*Mg/(Mg+Fe), en cationes por fórmula unidad] aumenta de las lherzolitas a las harzburgitas. El clinopiroxeno de la piroxenita tiene #Mg comparable a la de algunas lherzolitas. En la figura 4 se observa que Al, Ti y Na tienen correlaciones negativas con #Mg, mientras #Cr muestra una correlación positiva. También se observa que algunas muestras tienen un contenido en Ti superior al que marca la tendencia general en las peridotitas y que la piroxenita se proyecta alejada de esta tendencia general. Además, se han analizado algunos bordes esponjiformes de cristales de clinopiroxeno en tres lherzolitas y en una harzburgita (Tabla I). En el caso de las lherzolitas, estos bordes tienen composiciones más empobrecidas, comparables a las del clinopiroxeno de las harzburgitas, mientras en el caso de la harzburgita, su composición se enriquece en Al y Ti y disminuye ligeramente #Mg y especialmente #Cr.

La *espinela* es espinela ss y cromita magnesiana (Deer *et al.*, 1992) y presenta un rango amplio en #Mg y especialmente en #Cr (ambas relaciones en cationes por fór-

mula unidad), con una correlación negativa entre las dos: de lherzolitas a harzburgitas, #Cr varía entre 9,65 y 57,80 y #Mg entre 77,40 y 64,85.

El *anfíbol* es una pargasita titánico sódica (Leake *et al.*, 1978) y finalmente, la *flogopita* de las piroxenitas es muy rica en TiO₂ (10%).

Discusión

Las observaciones petrográficas, análisis modales y quimismo mineral de estos xenolitos indican que el manto subcontinental en la zona es heterogéneo desde el punto de vista composicional y microestructural, como se evidencia en otras áreas de la placa europea (Downes, 2001).

La heterogeneidad composicional se traduce en la presencia de peridotitas y de piroxenitas. Las primeras indican además un grado de empobrecimiento por fusión variable, pero también muestran evidencias de estar afectadas por metasomatismo.

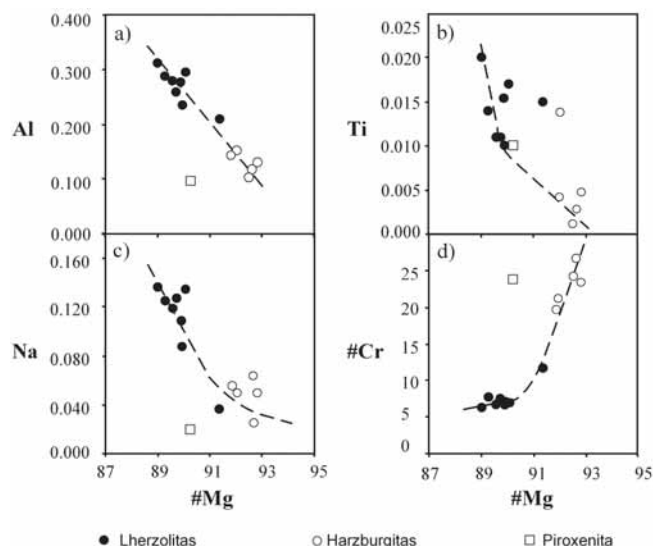
El empobrecimiento por fusión ocasionaría: (i) la disminución general de

clinopiroxeno, ortopiroxeno y espinela, además del aumento gradual de olivino al pasar de lherzolitas a harzburgitas, (ii) el aumento del componente forsterita en el olivino en el mismo sentido, (iii) el incremento simultáneo de #Mg y #Cr en los piroxenos (Fig. 4d) y de #Cr en la espinela y (iv), la disminución gradual de los componentes basálticos (Al, Ti, Na), especialmente en el cpx (Fig. 4a, b, c), hacia las rocas más restíticas (Qi *et al.*, 1995; Hellebrand *et al.*, 2001; Aldanmaz *et al.*, 2005).

El quimismo del clinopiroxeno en las peridotitas, especialmente la relación Al(M1)/Al(T) y el contenido en Na y Ti, fue utilizado por Seyler y Bonatti (1994) para diferenciar las peridotitas oceánicas de las continentales, pero esta capacidad discriminativa fue cuestionada posteriormente por Rivalenti *et al.* (1996), que sugieren que el quimismo del clinopiroxeno está más influenciado por los procesos que por su procedencia de un manto oceánico o continental. En la figura 5 se observa que en los clinopiroxenos de las peridotitas estudiadas hay

Fig. 4.- a, b, c) Proyección de Al, Ti y Na, en cationes por fórmula unidad, vs. #Mg, y d) de #Cr vs. #Mg para el clinopiroxeno de peridotitas y de piroxenitas. Ver texto.

Fig. 4.- a, b, c) Al, Ti, Na, in cations per formula unit, vs. Mg# and d) Cr# vs. Mg# plots for clinopyroxene of peridotites and pyroxenites. See text.



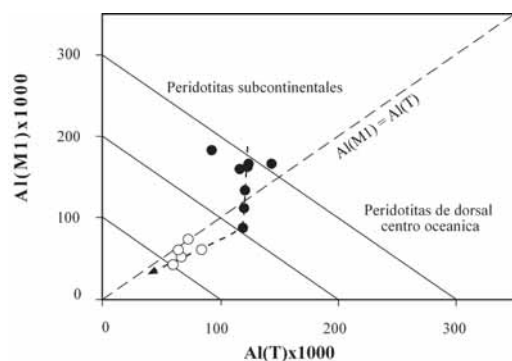


Fig. 5.- Proyección del clinopiroxeno de las peridotitas en el diagrama Al(M1) vs. Al(T) (Seyler y Bonatti, 1994), con los dominios de peridotitas subcontinentales y de peridotitas de dorsal medio oceánica. La flecha ilustra la trayectoria de fusión parcial en los xenolitos estudiados. Símbolos como en la figura 4. Ver texto.

Fig. 5.- Al(M1) vs. Al(T) plot of Seyler and Bonatti (1994) for clinopyroxene of La Banya del Boc peridotites. The fields of subcontinental and mid-oceanic ridge peridotites are indicated. The partial melting path for the xenoliths is also illustrated. Symbols as in figure 4. See text.

una disminución muy importante de Al(M1) a Al(T) constante entre las lherzolitas, para después disminuir ambos regularmente hacia las harzburgitas más residuales. También se observa que las lherzolitas atraviesan el límite entre las peridotitas subcontinentales y las peridotitas de dorsal centro oceánica, y que las harzburgitas se proyectan en el campo de estas últimas, en contradicción con el contexto tectónico de rift continental en el que se encuentran, lo que está en consonancia con las conclusiones de Rivalenti *et al.* (1996). La evolución del Al(M1) vs. Al(T) que muestra el clinopiroxeno de estos xenolitos es sin embargo interesante y se explicaría por una disminución progresiva del Al(M1) ligado al Na(M2) (Fig. 4 c), es decir por una disminución de la sustitución jadeítica en el clinopiroxeno durante la fusión, que podría así haberse generado por descompresión y ascenso diapírico del manto litosférico, de la misma manera que fue demostrado para el manto oceánico por Seyler y Bonatti (1994). Una explicación similar tendrían los bordes espongiiformes que muestran algunos cristales de clinopiroxeno en la lherzolitas, en los que disminuye el componente jadeita del clinopiroxeno, más empobrecido respecto a la zona del cristal no afectada (Oliveras, 2005). Este hecho traduciría un proceso de fusión local de la roca, causado por descompresión, como ya fue puesto de manifiesto a través de datos termobarométricos por Llovet y Galán (2003).

Por otra parte, la evidencia de dos tipos de metasomatismo críptico, uno con características carbonáticas y otro de tipo Fe-Ti, en xenolitos mantélicos de esta zona ha sido puesta de manifiesto por Galán (2004) a partir de elementos traza en minerales. En las muestras aquí estudiadas, la presencia ocasional de anfíbol indicaría también la existencia de un metasomatismo modal. Otras evidencias de metasomatismo son la presencia ocasional de venas rellenas de vidrio, el enriquecimiento en Ti del clinopiroxeno en alguna harzburgita y la presencia de bordes espongiiformes, también enriquecidos en Ti en otra.

El quimismo mineral de la piroxenita se aleja de la tendencia de empobrecimiento en las peridotitas (Fig. 4) y evidenciaría un origen distinto, posiblemente como acumulados

en equilibrio con un fundido alcalino (Galán, 2004).

Conclusiones

El manto litosférico subcontinental en la zona de estudio es heterogéneo y está constituido principalmente por lherzolitas y harzburgitas anhidras con espinela y de forma muy subordinada por piroxenitas. El cambio en la composición modal de las peridotitas va acompañado por una variación en la composición química de los minerales. Esta variación es coherente con un proceso de fusión parcial del manto por descompresión. La presencia esporádica de anfíbol, y las composiciones enriquecidas en Ti del clinopiroxeno y de algunos bordes espongiiformes de algunos cristales de este mineral indican que este manto litosférico subcontinental ha sido también afectado por procesos metasomáticos.

Agradecimientos

Este trabajo se ha beneficiado de una beca FI del DURSI, del Fondo Social Europeo y del proyecto MEC BTE2003-08653-C02-01.

Referencias

- Aldanmaz, E., Gourgau, A. y Kaymakci, N. (2005). *Journal of Geodynamics*, 29, 277-316.
- Araña, V., Aparicio, A. y Martín Escorza, C. (1983). *Acta Geológica Hispánica*, 18, 1-17.
- Cebriá, J.M., López-Ruiz, J., Doblas, M., Oyarzun, R., Hertogen, J. y Benito, R. (2000). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 217-235.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. (1992). *An introduction to The Rock Forming Minerals*. Prentice Hall, 696 p.
- Donville, B. (1973a). *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de Paris*, 276, 2497-2500.
- Donville, B. (1973b). *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de Paris*, 276, 3253-3256.
- Donville, B. (1973c). *Comptes Rendus de*

- l'Académie de Sciences de Paris*, 277, 1-4.
- Downes, H. (2001). *Journal of Petrology*, 42, 233-250.
- Frey, F.A. y Prinz, M. (1978). *Earth and Planetary Science Letters*, 38, 129-176.
- Galán, G. (2004). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, A 723.
- Guerin, G., Benhamou, G. y Mallarach, J. M. (1986). *Vitrina: publicació del Museu Comarcal de la Garrotxa*, 1, 19-26.
- Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B. y Hofmann A.W. (2001). *Nature*, 410, 677-681.
- Leake, B. E., y Subcommittee on Amphiboles, IMA. (1978). *American Mineralogist*, 63, 1023-1052.
- Le Maitre, R.W., y IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. (2002). En: *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms (R. W. Le Maitre, Ed)*. Cambridge University Press, 236 p.
- López-Ruiz, J. y Rodríguez-Badiola, E. (1985). *Estudios geológicos*, 41, 105-126.
- Llobera Sanchez, J. (1983). *Acta Geológica Hispánica*, 18, 19-25.
- Llovet, X. y Galán, G. (2003). *American Mineralogist*, 88, 121-130.
- Martí, J., Mitjavila, J., Roca, E. y Aparicio, A. (1992). *Tectonophysics*, 203, 145-165.
- Mercier, J.-C. y Nicolas, A. (1975). *Journal of Petrology*, 16, 454-487.
- Morimoto, N., y Subcommittee Members on Pyroxenes IMA (1988). *American Mineralogist*, 73, 1123-1133.
- Neumann, E.-R., Martí, J., Mitjavila, J. y Wulff-Pedersen, E. (1999). *Mineralogy and Petrology*, 65, 113-139.
- Oliveras, V. (2005). *Petrologia i geoquímica dels enclavaments ultramàfics del volcà de La Banya del Boc (Girona)*. Treball de Recerca, Univ. Autònoma de Barcelona, 70 p.
- Qi, Q., Taylor, L. L., y Zhou, X. (1995). *Journal of Petrology*, 36, 55-79.
- Rivalenti, G., Vannucci, R., Rampone, E., Mazzucchelli, M., Piccardo, G.B., Piccirillo, E.M., Bottazzi, P. y Ottolini, L. (1996). *Earth and Planetary Science Letters*, 139, 423-437.
- Seyler, M. y Bonatti, E. (1994). *Earth and Planetary Science Letters*, 122, 281-289.
- Solé Sabarís, L. (1962). *Memorias de la Real Academia de las Ciencias y Artes de Barcelona*, 34, 359-372.
- Solé Sugrañés, L. (1978). *Tecniterrae*, 22, 6-16.
- Sturm, R. (2002). *Computers and Geosciences*, 28, 473-483.
- Tournon, J. (1968). *Le volcanisme de la province de Gérone (Espagne). Études des basaltes quaternaires et de leurs enclaves*. Thèse 3^e Cycle. Labor. de Pétrographie de la Faculté de Sciences de Paris, 128 p.
- Wilson, M. y Downes, H. (1991). *Journal of Petrology*, 32, 811-849.