

Magmas mantélicos a través de un complejo anatéctico: evidencias texturales y composicionales de micas en lamproitas de la región neógena volcánica del sureste de España

Mantle magmas passing through an anatectic complex: textural and compositional evidence from lamproite micas, an example from the Neogene Volcanic Province of southeast Spain

Aitor Cambeses¹, Antonio García-Casco^{1,2} y Jane H. Scarrow¹

¹ Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Campus Fuentenueva s/n, 18071-Granada, España.

aitorc@ugr.es, agcasco@ugr.es, jscarrows@ugr.es

² Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT, CSIC-UGR), Av/ de la Palmeras, 18100-Armilla, Granada, España.

ABSTRACT

A topic of particular current interest is the evaluation of mantle and crustal components in igneous petrogenesis. In this context, the rocks of the Neogene Volcanic Province of southeast Spain provide an excellent example of interaction between mantle and crustal components. The characterization of such processes, at all scales, is facilitated by detailed mineralogical studies. Here we conclude that micas from Zeneta ultrapotassic rocks reveal a complex interaction between lamproitic magmas and an anatectic complex. This is shown in compositional variations (Al_2O_3 , FeO_t y TiO_2) in both phlogopites and biotites. Mineral-scale studies clearly have important implications for petrogenetic models.

Key-words: Western Mediterranean, ultrapotassic rocks, crustal recycling, mantle phlogopite, X-ray maps.

RESUMEN

Actualmente cobra cada vez más interés la evaluación de los componentes manto y corteza en la petrogénesis ígnea. En este contexto las rocas de la región neógena volcánica del sureste de España representan un excelente ejemplo de interacciones entre magmas mantélicos y derivados corticales. La caracterización de estos procesos en toda su magnitud se realiza mediante detallados estudios mineralógicos. En este trabajo mostramos cómo las micas de las rocas ultrapotásicas de Zeneta ponen de manifiesto una compleja interacción entre magmas lamproíticos y un complejo anatectico, evidenciado en las variaciones composicionales (Al_2O_3 , FeO_t y TiO_2) de flogopitas y biotitas. Estudios a escala mineral cobran una gran relevancia para el desarrollo de modelos petrogenéticos.

Palabras clave: Oeste Mediterráneo, rocas ultrapotásicas, reciclado cortical, flogopita mantélica, mapas rayos-X.

Geogaceta, 54 (2013), 55-58.
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 31 de enero de 2013
Fecha de revisión: 25 de abril de 2013
Fecha de aceptación: 24 de mayo de 2013

Introducción

En la región volcánica neógena del sureste de España se observan ejemplos de interacción de magmas mantélicos con la corteza continental (Duggen *et al.*, 2005). Esta interacción puede manifestarse como un proceso de mezcla de magmas entre el componente mantélico, lamproítico, y un magma peraluminoso cortical (p.ej., Venturelli *et al.*, 1991). La mayoría de estos procesos son detectables por la heterogeneidad mineralógica composicional que presentan estas rocas, particularmente las micas, pero es necesario un estudio detallado para determinar cuales son los procesos que producen estas variaciones.

El afloramiento ultrapotásico de Zeneta ha sido descrito como una mezcla entre un

magma lamproítico, el cual se manifiesta por presencia de flogopita, y un magma peraluminoso, sugerido por la presencia de biotita rica en Al_2O_3 wt% (Toscani *et al.*, 1995). En este trabajo mostramos un estudio detallado de los principales grupos de micas que se observan en este afloramiento, poniendo de manifiesto una evolución composicional compleja de las micas. Esta tendencia puede ser atribuida a distintos procesos petrogenéticos que implican la interacción de un magma mantélico con una corteza continental parcialmente fundida.

Contexto geológico

Las muestras estudiadas se enmarcan en la región volcánica neógena del sureste de España (Fig. 1A, López-Ruiz y Rodríguez-

Badiola, 1980), correspondiendo al afloramiento volcánico de Zeneta (Fig. 1B). En este afloramiento destacan dos facies: i) facies peperíticas, en la base, producto de interacción entre las lavas y las rocas mio-cenas que lo encajaron, durante el emplazamiento del volcán, y ii) facies masivas siendo éstas las más importantes en el afloramiento y que se reconocen como coladas en la cara N del volcán (Fig. 1B).

Materiales y métodos

Este trabajo se enfoca en las facies masivas para su estudio mineralógico composicional. Los análisis de elementos mayores así como los mapas de rayos-X fueron obtenidos en la Universidad de Huelva mediante una microsonda JEOL JXA-8200. Los mapas de

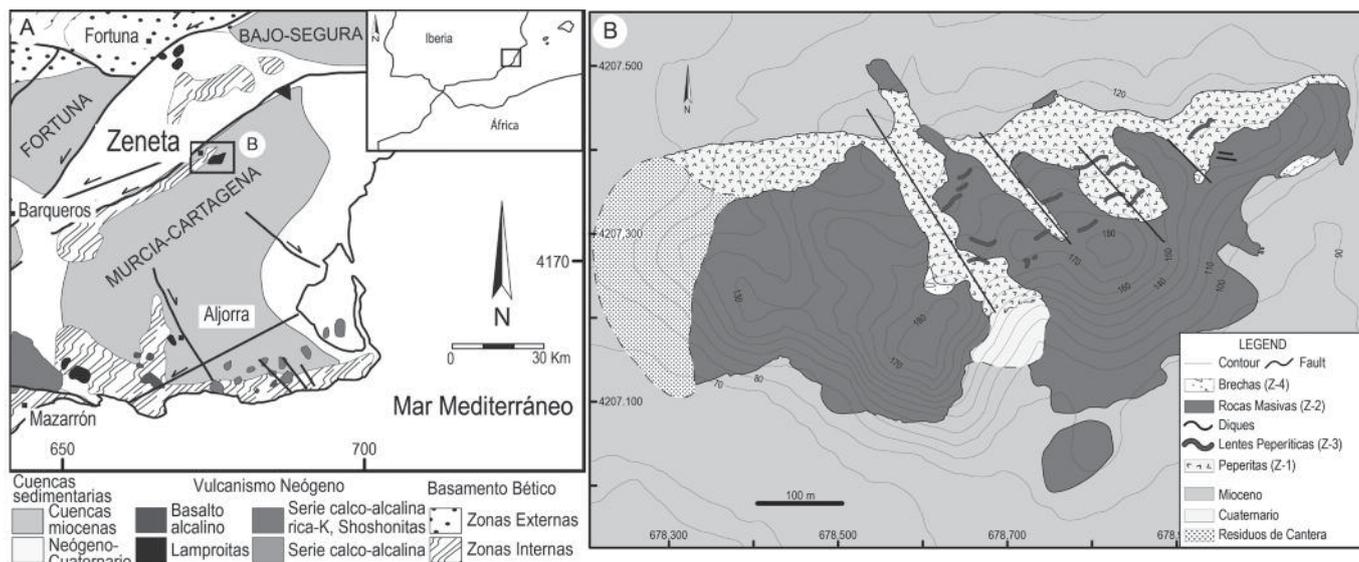


Fig. 1.- A) Situación geológica de la región volcánica neógena del sureste de España. B) Cartografía de Zeneta modificado de Cambeses y Scarrow, (2013).
 Fig. 1.- A) Geologic situation of the Neogene volcanic region of southeast Spain. B) Zeneta outcrop map modified from Cambeses and Scarrow (2013).

rayos-X se llevaron a cabo con un voltaje de 15 kV, 60 nA de corriente de sonda y 25 ms de tiempo de conteo por pixel. Los mapas de rayos-X fueron procesados con el software IMAGER© desarrollado por (Torres-Roldan y García-Casco) con el cual cuantificaron los datos obtenidos según el procedimiento indicado por García-Casco (2007).

Petrografía y Química mineral

Las muestras estudiadas presentan una textura porfídica e hipocristalina, siendo patentes procesos de alteración secundarios (Fig. 2). Los feno- y microfenocristales que constituyen estas rocas son: olivino, alterado en la mayoría de los casos, clino- y ortopiro-

xeno (~8%), flogopita y biotita (~47%) y sanidina (~32%) (Fig. 2), además de minerales accesorios como apatito, ilmenita, monacita y zircón (Cambeses y Scarrow, 2012). También se reconocen xenocristales de cuarzo y feldespato-K además de plagioclasa, silimanita y hercinita (Cambeses y Scarrow, 2013). Atendiendo a la composición química de las micas (Tabla I) se pueden clasificar como micro- y fenocristales de flogopita (Al_2O_3 11-15 wt%, FeO_t wt% 4-6, TiO_2 wt% 2-5 wt%), bordes de los anteriores y otros microfenocristales de flogopita (Al_2O_3 11-20 wt%, FeO_t wt% 7-20, TiO_2 wt% 3-5 wt%) y biotita con una marcada textura en desequilibrio y solo como fenocristales (Al_2O_3 19-22 wt%, FeO_t wt% 12-

16, TiO_2 wt% 2-3 wt%). En estas últimas se observan bordes de distinta composición (Al_2O_3 15-18 wt%, FeO_t wt% 14-12, TiO_2 wt% 2-3 wt%) de acuerdo con lo previamente descrito (Venturelli *et al.*, 1984; Toscani *et al.*, 1995), (Fig. 3).

Discusión

El afloramiento ultrapotásico de Zeneta ha sido interpretado como el resultado de mezcla de dos magmas, lamproítico y peraluminoso (Toscani *et al.*, 1995). Esta idea está basada en la variación composicional de las micas y sus relaciones texturales. Tanto los microfenocristales y bordes de los fenocristales de flogopita, así como los

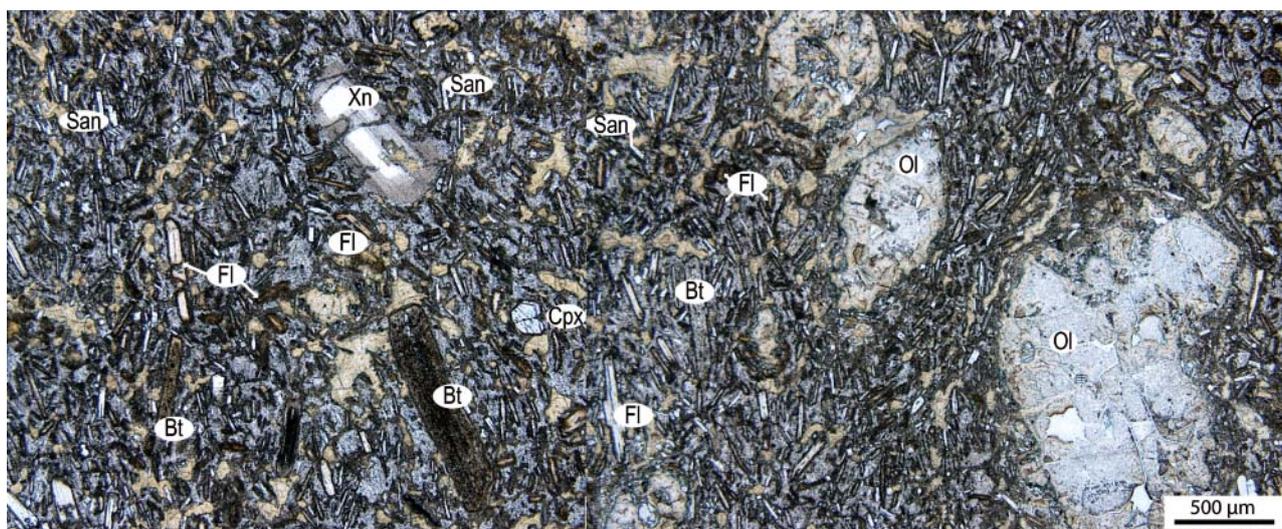


Fig. 2.-Microfotografía representativa de las rocas volcánicas de Zeneta. Bt: Biotita; Fl: Flogopita; Ol: Olivino; San: Sanidina; Cpx: Clinopiroxeno y Xn: Xenocristal.
 Fig. 2.- Zeneta volcanic rocks representative photomicrographs. Bt: Biotite; Fl: Phlogopite; Ol: Olivine; San: Sanidine; Cpx: Clinopyroxene and Xn: Xenocryst.

bordes de los cristales de biotita, son el producto de la mezcla. Sin embargo, el estudio mediante mapas de rayos-X revela una relación textural mas compleja. En primer lugar se observan microfenocristales de flogopita de composición amplia (e.g., FeO_t wt% 4-18). Además, los fenocristales de flogopita menos enriquecidos en FeO_t presentan una zonación perfecta y continua de núcleo a borde mientras que las biotitas presentan texturas de reabsorción y reequilibrio muy marcadas (Fig. 3). Esto sugiere que la biotita se encontraba en un mayor estado de desequilibrio que los fenocristales de flogopita. En otras lamproitas estas zonaciones composicionales, de núcleo a borde, han sido interpretadas como el producto de la cristalización de las micas lamproíticas durante el ascenso. Tendencia reflejada en un contenido constante de Al_2O_3 mientras que se produce un enriquecimiento progresivo de FeO_t , (cf., Fritschle *et al.*, 2013), tal y como se puede observar en los fenocristales de flogopita zonados de Zeneta (Fig. 3C). Se puede establecer una correlación con el incremento de contenido en TiO_2 el cual está ligado a un leve descenso en Al_2O_3 (Figs. 3A y B). Por otro lado los cristales de biotita presentan una composición rica en Al_2O_3 FeO_t y pobres en TiO_2 respecto a los fenocristales de flogopita, pero se observan bordes muy poco desarrollados y de composición similar a los zonados de los fenocristales de flogopita (Figs. 3D-F).

Además de los criterios composicionales y texturales, también hay que tener en cuenta los aspectos cristalquímicos ligados a estas micas. En las flogopitas lamproíticas es conocido la deficiencia catiónica en la capa tetraédrica y cabe esperar la incorporación de Fe^{3+} para rellenarla (Mitchell y Bergman, 1991). Ya que no es posible calcular Fe^{3+} por métodos estequiométricos en este trabajo hemos considerado el Fe equivalente (*Fe) como la cantidad de Fe necesaria para rellenar la capa tetraédrica cuando fuera necesario (Tabla I).

Los datos obtenidos de los bordes y microfenocristales de flogopita muestran casos en los que es necesario *Fe para ajustar la capa tetraédrica mientras que para otros análisis de este tipo de flogopita no requieren *Fe (Tabla I). Esta característica pone de manifiesto dos hechos: i) que cristalizaron flogopitas con una tendencia composicional habitual para rocas lamproíticas y ii) que también cristalizaron unas flogopitas con

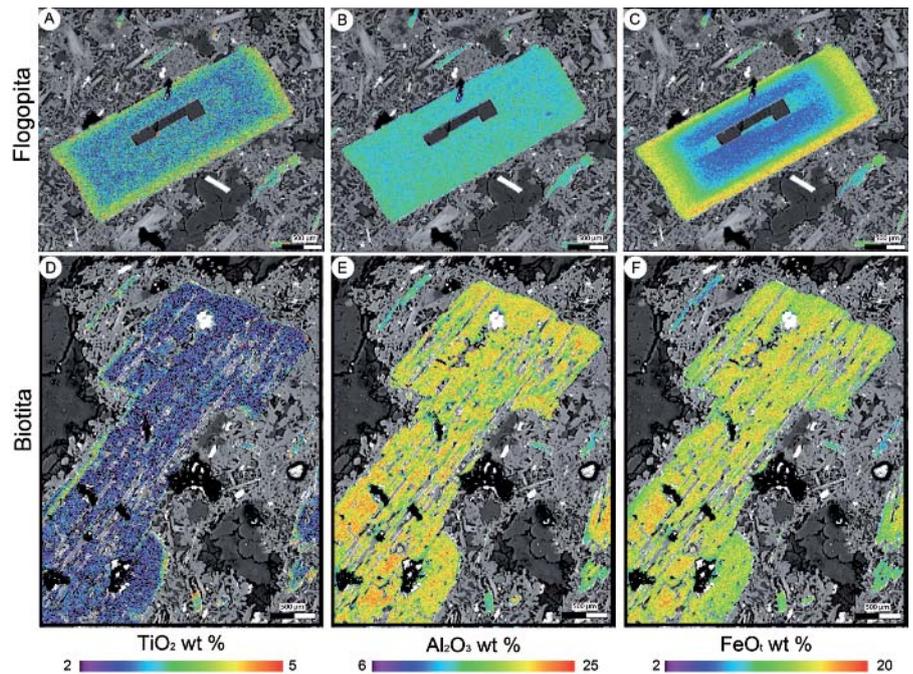


Fig. 3.- Mapas de rayos-X cuantificados en wt% según lo indicado por García-Casco (2007), sobre la imagen de BSE. A-C) Variación composicional de los feno y microfenocristales de flogopita. D-F) Variación composicional de los fenocristales de Biotita.

Fig. 3.- Quantified X-ray maps shown in wt% according to the method of Garcia-Casco (2007), overlain onto BSE image. A-C) Phlogopite Pheno- and microphenocryst compositional variation. D-F) Biotite phenocryst compositional variation.

ausencia de *Fe, indicando un carácter anómalo en las micas lamproíticas.

Estas tendencias se ponen más de manifiesto cuando se evalúan los resultados de la cuantificación de los mapas de rayos-X (Fig. 4). En la figura 4 se muestran los datos obtenidos de las imágenes de la figura 3. El disponer de una amplia población de datos (en este caso mas de 70.000) permite reconocer variaciones composicionales que en los

análisis puntuales de microsonda pueden pasar desapercibidos.

Los resultados obtenidos evidencian la marcada zonación composicional típica de las micas lamproíticas, enriqueciéndose en FeO_t y TiO_2 y empobreciéndose ligeramente en Al_2O_3 . Asimismo se reconoce una tendencia composicional donde análisis de flogopita se enriquecen en Al_2O_3 , con un ligero empobrecimiento en TiO_2 (Fig. 4). Composi-

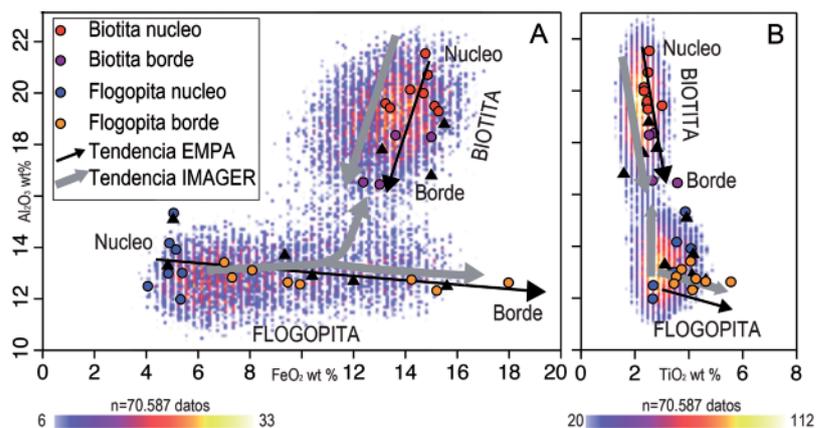


Fig. 4.- A) Variación de Al_2O_3 vs FeO_t y B) Al_2O_3 vs TiO_2 de las micas de las rocas volcánicas de Zeneta, indicado por símbolos rellenos. Los datos sombreados corresponden a la cuantificación realizada por IMAGER® mostrados en la Fig. 3. Los triángulos corresponden a datos de Venturelli *et al.* (1984) y Toscani *et al.* (1995).

Fig. 4.- A) Variation of Al_2O_3 vs FeO_t and B) Al_2O_3 vs TiO_2 for micas from the Zeneta volcanic rocks, indicated by filled symbols. Dashed data corresponds to quantification results shown in Fig. 3. Triangles correspond to Venturelli *et al.* (1984) and Toscani *et al.* (1995) data.

	1	2	3	4	5	6	7	8
	Fl-c	Fl-c	Fl-r	Fl-r	Bt-r	Bt-r	Bt-c	Bt-c
SiO ₂	38,53	40,37	37,44	36,23	33,20	33,92	36,21	33,62
TiO ₂	3,35	2,66	3,54	5,56	2,49	2,48	2,34	2,54
Al ₂ O ₃	12,99	11,98	12,83	12,63	20,71	19,29	20,13	21,54
Cr ₂ O ₃	1,10	0,36	0,28	0,01	0,14	0,03	0,06	0,13
NiO	0,10	0,05	0,05	d.l.d.	d.l.d.	0,03	d.l.d.	0,04
FeO	4,85	5,33	7,31	17,98	14,86	15,28	14,19	14,77
MnO	0,01	0,03	0,08	0,19	0,09	0,10	0,06	0,06
MgO	21,63	22,55	19,11	11,81	11,08	12,54	12,34	10,88
CaO	0,02	0,01	0,03	d.l.d.	0,02	0,07	0,01	0,02
Na ₂ O	0,16	0,23	0,36	0,18	0,42	0,46	0,51	0,41
K ₂ O	10,14	9,70	9,21	9,31	9,22	9,11	9,41	9,19
BaO	0,43	0,30	0,58	0,94	0,04	0,12	0,04	0,13
F	1,49	1,56	1,18	0,76	1,08	0,81	1,19	1,00
Cl	0,19	0,17	0,28	0,24	d.l.d.	0,18	d.l.d.	d.l.d.
Sum	94,98	95,31	92,29	95,82	93,34	94,42	96,48	94,31
Mg#	0,89	0,88	0,82	0,54	0,57	0,59	0,61	0,57
Si _{iv}	5,67	5,88	5,70	5,60	5,13	5,19	5,37	5,13
Al _{iv}	2,25	2,06	2,30	2,30	2,87	2,81	2,63	2,87
*Fe _{iv}	0,08	0,06	-	0,11	-	-	-	-
Σ _{iv}	7,92	7,94	8,00	7,89	8,00	8,00	8,00	8,00
Ti _{vi}	0,37	0,29	0,41	0,65	0,29	0,29	0,26	0,29
Al _{vi}	0,00	0,00	0,01	0,00	0,91	0,67	0,88	1,00
Cr _{vi}	0,13	0,04	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02
Ni _{vi}	0,01	0,01	0,01	-	-	0,00	-	0,01
Fe ₂₊	0,6	0,65	0,92	2,32	1,92	1,94	1,76	1,88
Mn _{vi}	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg _{vi}	4,74	4,90	4,34	2,72	2,55	2,86	2,73	2,47
Σ _{vi}	5,85	5,89	5,72	5,71	5,70	5,79	5,64	5,67
Ca _{xii}	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,01	0,00	0,00
Na _{xii}	0,05	0,07	0,11	0,05	0,12	0,14	0,15	0,12
K _{xii}	1,90	1,80	1,79	1,83	1,82	1,78	1,78	1,79
Ba _{xii}	0,02	0,02	0,03	0,06	0,00	0,01	0,00	0,01
Σ _{xii}	1,98	1,89	1,94	1,94	1,95	1,94	1,93	1,92
F	0,69	0,72	0,57	0,37	0,53	0,39	0,56	0,48
Cl	0,05	0,04	0,07	0,06	-	0,05	-	-
OH#	3,26	3,24	3,36	3,56	3,47	3,56	3,44	3,52

Tabla I.- Análisis representativos de las micas estudiadas, fórmula estructural en base a 22 Oxígenos apfu. Fl: Flogopita; Bt: Biotita; c: núcleo; r: borde. *Fe_{iv} indica Fe equivalente, ver texto. OH# estimado por diferencia. d.l.d.: debajo del límite de detección.

Table I.- Representative mica results. Structural formula is based on 22 Oxygens apfu. Fl: Phlogopite; Bt: Biotite; c: core; r: rim. *Fe_{iv} is equivalent Fe, see text. OH# calculated by difference. d.l.d.: below detection limit.

ciones similares a las anteriores se observan en los bordes de la biotita donde se pone de manifiesto un empobrecimiento en Al₂O₃, respecto a los valores del núcleo, y en los mismos rangos que los bordes de la flogopita (Fig. 4).

A la vista de estos resultados la idea de una sencilla mezcla de dos magmas no parece el único proceso responsable de la heterogeneidad composicional observada en las micas de las rocas volcánicas de Zeneta, por lo menos no tan evidente como se ha descrito en la literatura (p.e. Carlier *et al.*, 1997; Prelevic *et al.*, 2004).

Este proceso complejo es consecuencia del marco tectonomagmático en el que se enmarcan las rocas volcánicas de Zeneta. Para el rango de edades de las rocas ultrapotásicas de la región volcánica neógena del sureste de España en general (6-8 Ma) y

para Zeneta en particular (8,08 ± 0,03 Ma) (Duggen *et al.*, 2005) se ha descrito un proceso de anatexia de la corteza continental, el cual fue efectivo al menos 3 Ma desde su generación a los 9 Ma (Zeck y Williams, 2002; Cesare *et al.*, 2009).

Este evento anatético cortical fue contemporáneo, en el espacio y en el tiempo, con la generación de magmas lamproíticos. Por tanto la interacción de estos dos componentes en distintos grados pudo ser la causante de las variaciones mineralógicas reflejadas en las micas de Zeneta así como en otros afloramientos en la región (p.e. Venturelli *et al.*, 1991).

Conclusiones

La variación composicional observada en las micas de las rocas ultrapotásicas de

Zeneta reflejan una interacción manto-corteza continental compleja, donde están involucrados procesos de anatexia corticales e interacción con derivados máficos-ultramáficos del manto.

El estudio mineralógico mediante la adquisición de mapas de rayos-X se muestra como una herramienta muy potente para la evaluación de procesos petrológicos complejos como, por ejemplo, la mezcla de magmas.

Agradecimientos

Agradecemos a los revisores D. José López Ruiz y D. Carlos Villaseca González por sus comentarios y sugerencias que nos han permitido mejorar la calidad de este trabajo. Este estudio ha sido financiado por los proyectos RNM1595, de la Junta de Andalucía y CGL2008-02864 del Ministerio de Ciencia e Innovación.

Referencias

- Cambeses, A. y Scarrow, J.H. (2012). *Geogaceta* 52, 207-210.
- Cambeses, A. y Scarrow, J.H. (2013). *Geologica Acta* 11, 295-310.
- Carlier, G., Lorand, J.P., Audebaud, E. y Kienast, J.R. (1997). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 75, 59-87.
- Cesare, B., Rubatto, D. y Gómez-Pugnaire, M.T. (2009). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 157, 267-279.
- Duggen, S., Hoernle, K., Van Den Bogaard, P. y Garbe-Schonberg, D. (2005). *Journal of Petrology* 46, 1155-1201.
- Fritschle, T., Prelevic, D., Foley, F. y Jacob, E. (2013). *Chemical Geology* 30, 267-279.
- García-Casco, A. (2007). *American Mineralogist* 92, 1232-1237.
- López-Ruiz, J. y Rodríguez Badiola, E. (1980). *Estudios Geológicos* 36, 5-36.
- Mitchell, R. y Bergman, S.C. (Eds.) (1991). *Petrology of Lamproites*. Plenum Press, New York, 477 p.
- Prelevic, D., Foley, F., Cvetkovic, V. y Romer, R.L. (2004). *Journal of Petrology* 45, 759-792.
- Toscani, L., Contini, S. y Ferrarini, M. (1995). *Mineralogy and Petrology* 55, 281-292.
- Venturelli, G., Capedri, S., Di Battistini, G., Crawford, A., Kogarko, L.N. y Celestini, S. (1984). *Lithos* 17, 37-54.
- Venturelli, G., Toscani, L., Salvioli, M. Ariani, E. y Capedri, S. (1991). *Mineralogical Magazine* 55, 282-285.
- Zeck, H.P. y Williams, I.S. (2002). *Journal of Petrology* 83, 139-144.