

Flogopitas titaníferas en lamprófidos calcoalcalinos del extremo SE de la Faja Pirítica Ibérica

David Amador-Luna (2), Manuel Toscano (1*), Teodosio Donaire, (1), Juan M. Escobar (2), Manuel J. González-Roldán (1), Emilio Pascual (1)

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Huelva, 21071, Huelva (España)

(2) Cobre Las Cruces, Gerena (Sevilla, España)

* corresponding author: mtoscano@uhu.es

Palabras Clave: Flogopita titanífera, Kersantita, Faja Pirítica Ibérica | **Key Words:** Ti-Phlogopite, Kersantite, Iberian Pyrite Belt

INTRODUCCIÓN

En el distrito minero de Aznalcóllar, situado en el extremo SE de la Faja Pirítica Ibérica, se han localizado varios afloramientos de lamprófidos calcoalcalinos (*sensu* Rock, 1984). Aunque ya citados en la literatura (Oliveira & Araujo, 1992), los lamprófidos son una litología insuficientemente estudiada en la Faja Pirítica Ibérica.

En este estudio presentamos unos datos preliminares de estas rocas, incluida su descripción petrográfica y un estudio mineralógico de las micas trioctaédricas que contienen y que se consideran una fase mineral crítica en la mayoría de las rocas lamprófidas, sobre todo cuando las micas son la fase ferromagnesiana dominante.

GEOLOGÍA

Los lamprófidos se reconocen en el campo como rocas máficas con textura porfídica con cristales milimétricos de biotita y algunos agregados de carbonatos sobre una matriz gris oscura constituida por mica y plagioclasa. Forman pequeños afloramientos discontinuos que en cartografía corresponden a diques de hasta 1 km de longitud con potencias máximas del orden de 10 m. Los diques se alinean con una dirección aproximada N120°-130°E y cortan las pizarras del Grupo PQ. En el contacto entre pizarras y lamprófido se observa una banda de cizalla métrica con abundantes venas centimétricas de cuarzo. Por lo tanto, los lamprófidos postdatan la deformación varisca y son anteriores a las calcarenitas miocenas que se depositan discordantemente sobre ellos.

Las rocas muestran al microscopio una textura porfídica con fenocristales de olivino y flogopita en una matriz con microlitos de diópsido, plagioclasa, apatito, magnetita, ilmenita y titanita. Los fenocristales de olivino aparecen completamente pseudomorfizados por carbonatos y clorita, en tanto que las plagioclasas aparecen parcialmente sericitizadas. Los cristales de

flogopita no muestran indicios apreciables de alteración. La mineralogía de esta roca es propia de las kersantitas (Rock, 1984).

Los cristales de flogopita muestran un hábito tabular subhédrico y un tamaño aproximado de 0,5(0,4) por 0.16(0,1) mm. Los cristales presentan un fuerte pleocroísmo con un color marrón pálido según el eje X y marrón intenso según los ejes Y y Z. No hay evidencia petrográfica de zonación.

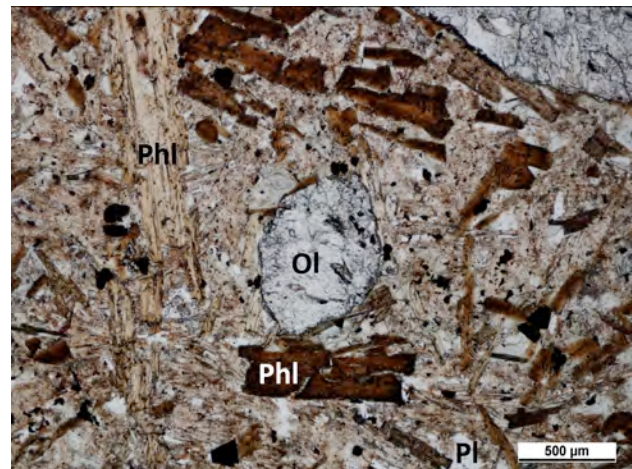


Fig 1. Microfotografía de una de las muestras estudiadas de kersantita donde se observan el pseudomorfo de un fenocristal de olivino y flogopita en fenocristales y matriz.

METODOLOGÍA

La composición mineral de la flogopita ha sido determinada mediante microsonda de electrones (EPMA) en los SCI de la Universidad de Huelva. El equipo es un JEOL modelo JXA-8200 SuperProbe, equipado con 4 espectrómetros WDS y uno EDS (Si(Li)). Dos de los espectrómetros WDS son normales de 4 cristales y detector de flujo, mientras que los otros dos son de alta intensidad con 2 cristales y detector sellado de Xe. Las condiciones de trabajo han sido de 15 Kv, 20 nA y 5 micras de diámetro de haz.

DATOS QUÍMICOS DE LA FLOGOPITA

El rasgo más notable de las flogopitas estudiadas es su elevado contenido en TiO_2 , comprendido entre 4,04 y 5,77 % (media = 4,94%, SD = 0,44). Las flogopitas analizadas muestran una variación composicional reducida, tanto en una misma muestra como entre las varias muestras de kersantita analizadas. Los cristales analizados muestran composición química homogénea sin evidencia de zonación.

Los fenocristales de biotita de los lamprófidos muestran una baja relación de $Fe/Fe+Mg$ (0,15-0,34) y alto contenido en Al_2O_3 (14,85–16,88%) y valores de F variables entre 0,58 y 1,18%. De acuerdo con la clasificación de Rieder et al. (1999), tanto las micas de la matriz como los fenocristales corresponden a flogopitas (Fig. 2). Además, las biotitas tienen un alto contenido en álcalis, con K_2O (6,9-9,8%) con un bajo contenido en Na_2O (0,36–0,64 %). Su composición en Al_2O_3 y MgO indicaría que el magma parental podría ser calcoalcalino.

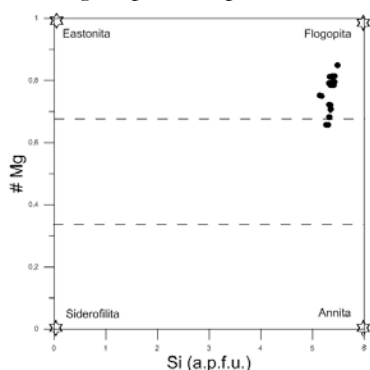


Fig. 2. Composición de las micas octaédricas en base a la clasificación de Rieder et al. (1999).

La fórmula estructural, calculada en base a 22 oxígenos, muestra una ocupación completa de los huecos tetraédricos. Los huecos octaédricos contiene esencialmente Ti ($0,55 \pm 0,05$ a.p.f.u.), Fe y Mg, aunque también cantidades menores de Al, Mn y Cr, con una media total de $5,84 \pm 0,12$ a.p.f.u. Las posiciones interlaminares incorporan Ca, Na y K con valores promedios de $1,73 \pm 0,15$ a.p.f.u.

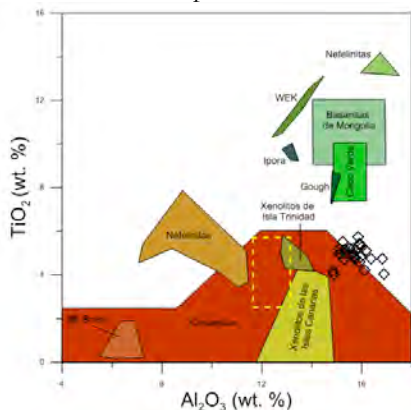


Fig. 3. Variación composicional en Al_2O_3 y TiO_2 en las flogopitas estudiadas con respecto a otras rocas básicas y ultrabásicas (modificado de Greenwood, 1998). La línea de trazos indica la composición de flogopitas del SE de la Península Ibérica (Cambeses et al., 2013).

Existe un exceso de Al^{IV} que puede incorporarse a vacantes en los huecos octaédricos.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La cristalización de micas trioctaédricas con contenidos elevados en Ti se suele relacionar a alta fO_2 y temperatura, junto con descenso de presión y contenido en agua en el sistema (Foley, 1990). Por otra parte, una alta concentración de K, OH^- y CO_2 en los fundidos puede favorecer altas concentraciones de HFSE como el Ti en magmas (Chakmouradian, 2006). Además, la homogeneidad composicional de la flogopita a todas las escalas sugiere interpretar sus rasgos mineralógicos como magmáticos, excluyendo procesos deutéricos como explicación de su composición química.

Las flogopitas estudiadas tienen contenidos en Ti semejantes a las que aparecen en algunas rocas generadas en el manto, tales como las que aparecen algunas rocas kimberlíticas y en xenolitos mantélicos de las Islas Canarias o de la Isla de Trinidad (Greenwood, 1998 y referencias incluidas), en las que la formación de flogopita se considera ligada a metasomatismo mantélico. Por último, los contenidos en Ti de las flogopitas estudiadas son también semejantes a los citados por Cambeses et al. (2013), si bien con mayor contenido en Al en la flogopita de los lamprófidos que describimos.

REFERENCIAS

- Cambeses, A., García-Casco, A. y Scarrow, J.H. (2013) Magmas mantélicos a través de un complejo anatético: evidencias texturales y composicionales de micas en lamproitas de la región neógena volcánica del sureste de España. *Geogaceta*, **54**, 55-58.
- Foley, S.F. (1990): Experimental constraints on phlogopite chemistry in lamproites: 2. Effect of pressure temperature variations. *Eur. J. Mineral.*, **2**, 327 - 41.
- Greenwood, J.C. (1998): Barian-titanian micas from Ilha da Trindade, South Atlantic. *Mineral. Mag.*, **62**, 687-695.
- Oliveira, J.T. & Araújo, A. (1992): Paleozóico-Tectónica tardi e pós-Varisca, in: Oliveira, J.T. (Ed.), *Notícia Explicativa da Folha 8, Carta Geológica de Portugal*, escala 1:200,000: Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, 49-50.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval', P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., Z., Wones, D.R. (1999): Nomenclature of the micas. *Mineral. Mag.*, **63**, 267-279.
- Rock, N.M.S. (1984): Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites & spessartites. *Tr. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **74**, 193-227.