

Petrografía y química mineral de los enclaves de granulitas máficas del volcán de Cofrentes: naturaleza de la corteza inferior bajo la zona este de la Península Ibérica

Petrography and mineral chemistry of mafic granulites from the Cofrentes volcano: nature of the lower crust under the eastern Iberian Peninsula

María García-Rodríguez¹, David Orejana¹ y Cristina de Ignacio¹

¹ Departamento de Mineralogía y Petrología (Universidad Complutense de Madrid). C/ José Antonio Novais 12, 28040, Madrid. magarc40@ucm.es; dorejana@ucm.es; cris@ucm.es

ABSTRACT

The lava flows from the Cofrentes volcano carry a variety of xenoliths including mafic granulites composed of plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene and olivine. The petrography and mineral chemistry of these enclaves point to an igneous origin of their protoliths, with subsequent re-equilibration in granulite facies conditions. These rocks represent lower crustal cumulates, resulting from crystallization of basic magmas. They also display textural features compatible with reaction with the host alkaline melts. These granulites are exclusively mafic, unlike what is observed in other sectors of the Iberian Massif, where felsic granulite xenoliths are abundant.

Key-words: Mafic granulites, Cofrentes volcano, Lower crust, Mineral chemistry.

RESUMEN

Las coladas de lava del volcán de Cofrentes transportan una variedad de xenolitos entre los que se encuentran granulitas máficas compuestas por plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y olivino. La petrografía y química mineral de estos enclaves apunta a un origen ígneo de los protolitos, con posterior reequilibrio en condiciones de facies granulitas. Estas rocas representan acumulados de la corteza inferior a partir de magmas básicos. También poseen características compatibles con fenómenos de reacción con los fundidos alcalinos que las transportan. Estas granulitas son exclusivamente máficas, a diferencia de lo que se observa en otros sectores del Macizo Ibérico, donde abundan los xenolitos granulíticos félsicos.

Palabras clave: Granulitas máficas, Volcán de Cofrentes, Corteza inferior, Química mineral.

Geogaceta, 72 (2022), 35-40
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 03/02/2022
Fecha de revisión: 22/04/2022
Fecha de aceptación: 27/05/2022

Introducción

El magmatismo alcalino de la Península Ibérica transporta con frecuencia enclaves de origen profundo (e.g., Ancochea y Nixon, 1987), incluyendo rocas del manto (Iherzolitas, harzburgitas, wehrlitas, dunitas) y fragmentos de la corteza inferior (granulitas metapelíticas y metaígneas félsicas, charnockitas, piroxenitas y términos gabroideos en sentido amplio) (e.g., Villaseca *et al.*, 1999, 2007; Orejana *et al.*, 2006; Puelles *et al.*, 2019). El estudio de este último tipo de xenolitos es fundamental a la hora de conocer la composición y el régimen termal de la corteza inferior, así como la evolución de la litosfera y los mecanismos de crecimiento de la corteza.

Dentro de las coladas de lava del volcán de Cofrentes está descrita la presencia de xenolitos peridotíticos: dunitas, harzburgitas, Iherzolitas y wehrlitas (Ancochea *et al.*, 1984), pero también incluyen un conjunto de enclaves máficos granulíticos que no han sido descritos hasta el momento.

El objetivo de este trabajo es realizar un estudio preliminar de estos xenolitos máficos. Las técnicas empleadas incluyen la descripción petrográfica de las muestras, análisis químicos mediante microsonda electrónica y termometría basada en la química de los piroxenos. Este trabajo muestra la importancia del análisis de xenolitos máficos profundos para comprender la composición y naturaleza de la corteza inferior bajo la región volcánica del Levante.

Contexto geológico

El volcán de Cofrentes (provincia de Valencia) (Fig. 1) forma parte de la región volcánica del Levante y sus afloramientos más representativos son Cerro de Argás, Los Frailes y Castillo de Cofrentes. Son conjuntos volcánicos alineados en una dirección NNO-SSE (Ancochea *et al.*, 1984) y están constituidos por depósitos piroclásticos y flujos de lava (Martí *et al.*, 1992). Estos depósitos son parte de conos de escoria parcialmente erosionados, de

carácter monogenético y constituidos por nefelinitas olivínicas procedentes de magmas primarios o poco diferenciados, formados por grados de fusión muy bajos de un manto enriquecido (Ancochea *et al.*, 1984). Las dataciones existentes los

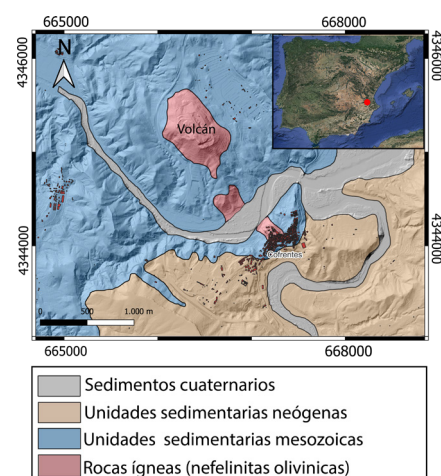


Fig. 1.- Mapa geológico esquemático con la ubicación del volcán de Cofrentes (marcado con un punto rojo en el recuadro superior)

Fig. 1.- Geological sketch map showing the location of the Cofrentes volcano (marked with a red point in the upper inset).

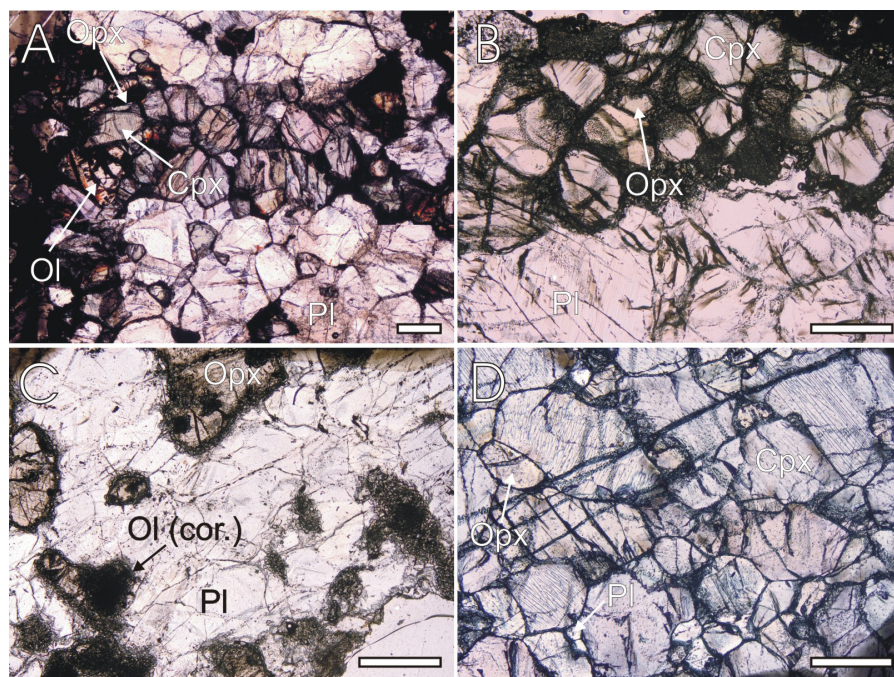


Fig. 2.- Imágenes de microscopio petrográfico de los enclaves de Cofrentes. A y B: enclaves mesocráticos (gabbonoritas), C: enclave leucocrático (norita), y D: enclave ultramáfico (websterita). Ol: olivino, opx: ortopiroxeno, cpx: clinopiroxeno, pl: plagioclasa, cor.: corona. La barra blanca representa 500 μm .

Fig. 2.- Plane-polarised images of Cofrentes enclaves. A and B: mesocratic enclaves (gabbonorites), C: leucocratic enclave (norite), and D: ultramafic enclave (websterite). Ol: olivine, opx: orthopyroxene, cpx: clinopyroxene, pl: plagioclase, cor.: corona. White bar represents 500 mm.

ubicar en torno a 1-2.6 Ma (Ancochea y Huertas, 2002).

En la Península Ibérica no abundan los ejemplos de xenolitos de la corteza inferior. Los estudios más detallados corresponden con enclaves del Sistema Central Español (Villaseca *et al.*, 1999, 2007; Orejana *et al.*, 2006), el Campo Volcánico de Calatrava (Puelles *et al.*, 2019) o Tallante (Bianchini *et al.*, 2015). Estos trabajos muestran una heterogeneidad de litologías granulíticas, predominando ampliamente los términos intermedios o félsicos.

Petrografía

Se han estudiado en total siete enclaves máficos (115630, 115633, 115634, 116382, 116383, 116385 y 116389) cuyo tamaño no suele pasar de 2.5 cm, alcanzando un máximo de 4 cm. Presentan forma con tendencia elongada y sus contactos con la roca volcánica son netos, rectos o irregulares, y muestran una estrecha franja reaccional en la que puede identificarse abundante nefelina.

Están compuestos esencialmente por plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino (Fig. 2), aunque esta última fase no está presente en todos los casos. Los accesorios dominantes son ilmenita y

magnetita. Las proporciones en las que se encuentran los minerales principales son muy variables, pudiendo ser clasificados como granulitas máficas en su conjunto. En función de su índice de color, dos de los enclaves pueden considerarse leucocráticos ($IC < 35$; 116382 y 116383) (Fig. 2C), siendo el resto mesocráticos (Fig. 2A, B, D).

Poseen una textura granoblástica de tamaño de grano medio a fino, ocasionalmente porfiroblástica (con cristales de clinopiroxeno que superan los 2 mm) (Fig. 2). Cuando son abundantes, los piroxenos suelen mostrarse agrupados en sectores máficos, frente a otros compuestos exclusivamente por plagioclasa (Fig. 2A), lo que otorga una apariencia bandeada a los enclaves de mayor tamaño (bandas irregulares de 2-3 mm de grosor).

El clinopiroxeno puede mostrar lamelas de exolución y la plagioclasa dislocaciones en el maclado polisintético y extinción ondulante, lo que indica cierto grado de deformación. En los enclaves ricos en plagioclasa se reconoce un olivino y un clinopiroxeno de apariencia reaccional: microcristales aureolando al ortopiroxeno (olivino) (Fig. 2C) o intersticiales (clinopiroxeno). La interacción con el fundido que transporta los enclaves

se manifiesta, además, en la aparición de nefelina y calcita en los sectores más transformados.

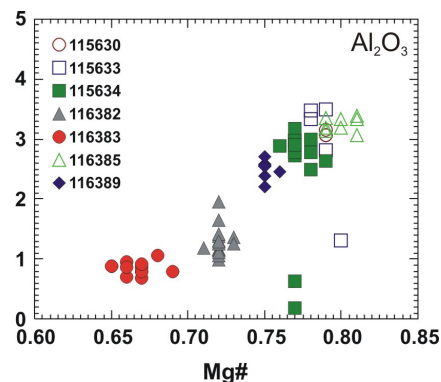


Fig. 3.- Composición química (Al_2O_3 y Mg#) de los ortopiroxenos de los enclaves granulíticos de Cofrentes, en porcentaje en peso.

Fig. 3.- Chemical composition (Al_2O_3 and Mg#) of orthopyroxene from the Cofrentes granulite xenoliths (wt.%).

Química mineral

Los datos de química mineral se han obtenido mediante la microsonda electrónica modelo JEOL JZA-8900 M del Centro Nacional de Microscopía Electrónica (Universidad Complutense de Madrid).

El olivino presenta en general composiciones poco magnésicas ($Fo < 77$) en comparación con olivinos típicamente mantélicos ($Fo > 90$). Tan sólo unos pocos cristales presentan contenidos que alcanzan valores de Fo_{81-82} . El contenido de Fo presenta una disminución progresiva desde los enclaves mesocráticos (Fo_{76-72}) a los leucocráticos (Fo_{73-66}). Sin embargo, los contenidos de MnO son significativos (0.3 hasta 1.2% en peso) y no presentan correlación positiva clara con el aumento de FeO, como sucede durante procesos de cristalización fraccionada simple a partir de fundidos máficos (Deer *et al.*, 1996). Los contenidos de CaO son también variables para un mismo valor de Fo y los de NiO, sin embargo, son consistentemente bajos en todas las muestras (<0.12% en peso).

El ortopiroxeno es una enstatita con un contenido moderado de aluminio (hasta 3.6% en peso de Al_2O_3) y más magnésica en los enclaves mesocráticos (En_{80-73}) que en los leucocráticos (En_{72-64}) (Fig. 3). En general, sus contenidos de Cr_2O_3 , Al_2O_3 y TiO_2 descienden también del primer tipo de enclaves al segundo (Fig. 3) y, como el olivino, el ortopiroxeno presenta cantidades de MnO apreciables (0.8-0.2% en peso).

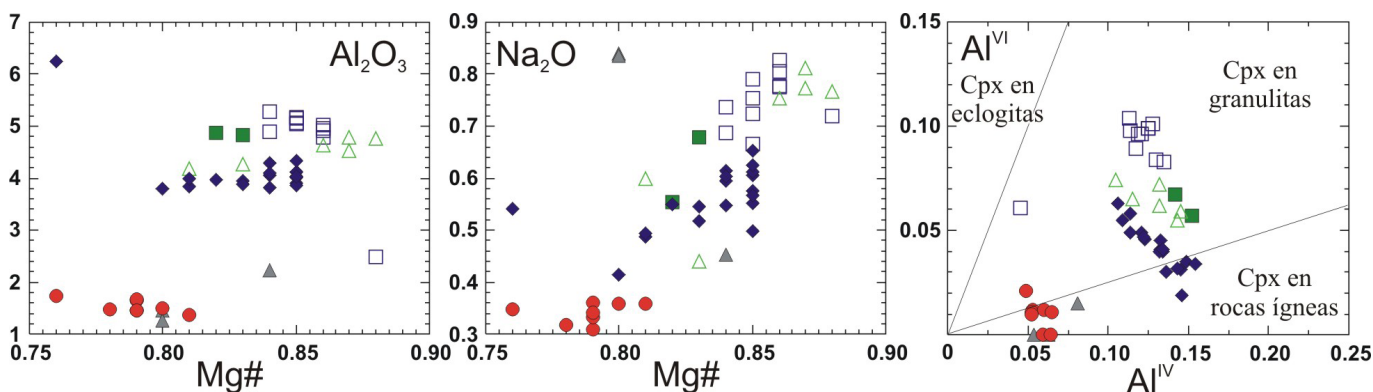


Fig. 4.- Composición química de los clinopiroxenos de los enclaves granulíticos de Cofrentes. Al₂O₃ y Na₂O en porcentaje en peso; Al^{VI} y Al^{IV} en átomos por fórmula unidad. Ver leyenda en Figura 3.

Fig. 4.- Chemical composition of clinopyroxene from the Cofrentes granulite xenoliths. Al₂O₃ and Na₂O in wt.%; Al^{VI} and Al^{IV} in atoms per formula unit. See symbol legend in Figure 3.

El clinopiroxeno es un diópsido con valores moderados de aluminio (hasta 5% Al₂O₃) y cromo (hasta 0.4-0.5% Cr₂O₃) en los enclaves más olivínicos (muestras 115633 y 115634), mientras que en el resto de enclaves coexisten diópsidos y augitas cuyos contenidos en Al₂O₃, Na₂O y Cr₂O₃ disminuyen progresivamente (muestras 116382 y 116383; 1-2% y 0.1-0.2%, respectivamente) (Fig. 4). En esta figura también se pueden apreciar valores relativamente altos de Na₂O (la molécula de jadeíta alcanza el 6 %) que disminuyen con el Mg#, así como una relación relativamente alta de Al^{VI}/Al^{IV}.

Por último, la mayor parte de los cristales de plagioclasa presentan una composición relativamente restringida, rica en calcio y aluminio, que varía desde labradorita hasta bytownita (An₅₃-An₇₄), con tendencia a ser más rica en molécula de ortosa en los términos más albiticos (Fig. 5).

Geotermometría

Dada la monótona composición mineral de los enclaves y la ausencia de gra-

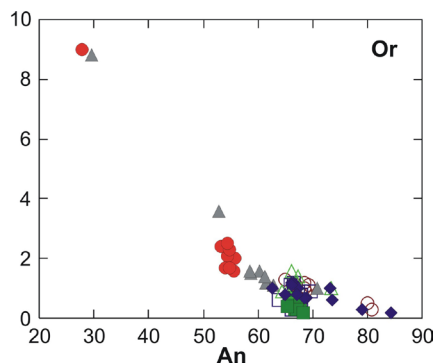


Fig. 5.- Composición química (moléculas de An y Or) de las plagioclasas de los enclaves granulíticos de Cofrentes. Ver leyenda en Figura 3.

Fig. 5.- Chemical composition (An and Or molecule) of plagioclase from the Cofrentes granulite xenoliths. See symbol legend in Figure 3.

mate, no se han podido calcular condiciones de presión, pero sí de la temperatura de equilibrio. Se han empleado tres termómetros experimentales que consideran el equilibrio ortopiroxeno-clinopiroxeno (ver referencias en Tabla I). Los cálculos realizados son independientes de la presión en dos de los termómetros (T¹ y T²). En el caso del termómetro T³, existe una dependencia de la presión que conlleva diferencias menores en los resultados. Las temperaturas obtenidas en los xenolitos melanocráticos conforman rangos variables que equivalen a condiciones de facies granulitas (692-1040 °C), siendo menores para los leucocráticos (393 y 525 °C según T³; Tabla I).

Las texturas de los enclaves leucocráticos indican una probable situación de desequilibrio entre los dos piroxenos, también patente en las diferencias en la composición de elementos mayores. Esto explicaría las menores temperaturas calculadas para dichos enclaves. Por lo tanto, consideramos que las temperaturas de equilibrio

más probables serían las que marcan los xenolitos máficos o ultramáficos, cuyos valores medios, considerando conjuntamente los tres termómetros, se encontrarían en el rango de ~880-940 °C. Estas cifras han de ser consideradas una aproximación y otros métodos más precisos deberían emplearse en el futuro para establecer una termobarometría más exacta.

Discusión y conclusiones

La composición modal de las granulitas estudiadas, con porcentajes elevados de minerales máficos y plagioclasa como único mineral félsico, es coherente con un origen ígneo de los protolitos por cristalización a partir de fundidos básicos. Sin embargo, su textura granoblástica (Fig. 2) evidencia reequilibrio metamórfico (difusión en estado sólido y recristalización). El bandeo que se observa en alguno de los xenolitos también estaría ligado a dicho reajuste metamórfico.

Las estimaciones de temperatura (Tabla I) indican equilibrio en facies granulitas. La geoterma y las dimensiones propuestas para la corteza en el este peninsular (Díaz *et al.*, 2022) implicarían profundidades propias de la zona de transición entre la corteza inferior y el manto superior (~1.0-1.1 GPa). Los valores relativamente elevados de Al^{VI}/Al^{IV} y Na de los clinopiroxenos apoyan el origen profundo de estos enclaves (e.g., Aoki y Kushiro, 1968). En todo caso, la ausencia de granate en estas rocas parece poner un tope máximo a las condiciones de presión precisamente en torno a 1 GPa (Irving, 1974).

Los contenidos relativamente elevados de la molécula de anortita en la plagioclasa (Fig. 5) y el Mg# en el clinopiroxe-

Enclave	T ¹	T ²	T ³
115633	1040	914	826
115634	933	1016	692
116382	712	871	393
116383	762	850	525
116385	1021	1011	777
116389	943	886	953

Tabla I.- Valores promedio de temperatura obtenidos para los enclaves máficos de Cofrentes. Temperatura calculada según Nickel *et al.* (1985) (T¹), Sen y Jones (1989) (T²) y Brey y Kholer (1990) (T³).

*Table I.- Average temperature values obtained for the Cofrentes mafic enclaves. Temperature calculated according to Nickel *et al.* (1985) (T¹), Sen and Jones (1989) (T²) and Brey and Kholer (1990) (T³).*

no (Fig. 4) son similares a los que dichas fases muestran en rocas acumuladas gabroideas o piroxeníticas de origen profundo (e.g., Orejana *et al.*, 2006). Los valores menores de Mg# de las fases máficas, y de Ca en la plagioclasa, de los xenolitos leucocráticos frente a los máficos, sugieren que los primeros representan litologías ígneas más evolucionadas. No obstante, el reequilibrio metamórfico en facies granulitas puede haber modificado la composición modal del protolito y probablemente también ha afectado a la química mineral. Esto último ha quedado reflejado en los contenidos relativamente bajos en Al en los dos piroxenos (Figs. 3 y 4), si se los compara con los propios de minerales ígneos acumulados en profundidad. De igual modo, el aumento en el valor de la molécula de ortosa en las plagioclasas más albiticas (Fig. 5) y los valores elevados de Mn en el olivino también señalan a un posible retoque metamórfico. Este tipo de variaciones en la química mineral han sido relacionadas con reacciones metamórficas en facies granulitas a partir de protolitos máficos (e.g., Hunter *et al.*, 1984).

Los enclaves leucocráticos muestran alguna característica llamativa, como la presencia de olivino secundario microcristalino aureolando al ortopiroxeno y clinopiroxenos mucho más pobres en Al que los de los enclaves melanocráticos (Fig. 4). En estas zonas reaccionales que se forman principalmente alrededor del ortopiroxeno es frecuente hallar también calcita. Estos rasgos señalan a una interacción entre el fundido nefelinítico que da lugar a las rocas volcánicas y las granulitas máficas, bien en su área de procedencia o durante el ascenso del fundido. La generación de olivino y clinopiroxeno secundarios alrededor de ortopiroxeno, como consecuencia de la infiltración y reacción con líquidos alcalinos, ha sido descrita en xenolitos del manto y la corteza inferior (e.g., Coltorti *et al.*, 1999).

Todos los enclaves granulíticos muestreados en las lavas del volcán de Cofrentes corresponden con litologías máficas. En otros sectores del Macizo Ibérico donde se han encontrado xenolitos de la corteza inferior, estos demuestran ser mayoritariamente félsicos o intermedios en su composición. Es el caso del Sistema Central Español, donde abundan las granulitas félsicas y son minoritarias las piroxenitas y charnockitas (Villaseca *et al.*, 1999, 2007; Orejana *et al.*, 2006), o de la Zona Volcánica de Calatrava, donde se han descrito términos félsicos, más o me-

nos aluminicos (Puelles *et al.*, 2019). No obstante, pese a ser minoritarios en estos sectores, en ambas regiones existen xenolitos caracterizados por una asociación de minerales principales con $pl \pm opx \pm cpx \pm ilm$ (siempre sin cuarzo). Transitando entre términos más máficos (gabros/noritas o piroxenitas) a otros más félsicos y sólo encontrados en Calatrava (anortositas). Las granulitas del volcán de Cofrentes muestran similitudes petrográficas y en la química mineral con respecto a este tipo de xenolitos. En el sector del Sistema Central, salvo algunas piroxenitas sin ortopiroxeno ni textura granoblástica (genéticamente asociadas a magmas alcalinos del Pérmico), estos xenolitos se han considerado acumulados de un magmatismo calco-alcalino estancado en la base de la corteza (Villaseca *et al.*, 2007; Orejana *et al.*, 2007). En Calatrava también se relacionan con magmas de origen mantélico y se ha propuesto una edad próxima a 309 Ma (U-Pb en circones; Puelles *et al.*, 2019) que las relaciona directamente con el magmatismo calco-alcalino básico generado durante la orogenia Varisca. A falta de estudios más detallados, los enclaves granulíticos de Cofrentes podrían estar ligados a un contexto geológico similar. El hecho de que, en este caso, exista una escasez de términos félsicos, podría estar causado por un estancamiento más profundo de los magmas nefeliníticos, que fragmentarían un nivel de corteza más próximo al manto, razón por la cual, el tipo de xenolitos predominantes en Cofrentes son peridotitas con espinela de un manto relativamente somero.

Contribución de los autores

Todos los autores (García-Rodríguez, Orejana y de Ignacio) han participado en las distintas tareas realizadas: estructura del trabajo, metodología, adquisición y cálculo de los datos, elaboración de figuras y tablas y discusión de resultados.

Agradecimientos y financiación

Este estudio ha sido financiado por el proyecto PID2020-115980GB-I00 del Ministerio de Ciencia e Innovación de España. Agradecemos la ayuda de Alfredo Fernández Larios durante las sesiones de adquisición de los datos de microsonda electrónica. Este trabajo se ha beneficiado de la constructiva revisión realizada por Enrique Arranz y Jacobo Abati.

Referencias

- Ancochea, E. y Nixon, P.H. (1987). En: *Mantle Xenoliths* (Nixon, P.H., Ed.). Wiley, Chichester, 119-124.
- Ancochea, E. y Huertas, M. J. (2002). *Geogaceta* 32, 31-34.
- Ancochea, E., Muñoz, M. y Sagredo, J. (1984). *I.º Congreso Español de Geología: T.II*, 1-13.
- Aoki, K. y Kushiro, I. (1968). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 18, 326-337.
- Bianchini, G., Braga, R., Langone, A., Natali, C. y Tiepolo, M. (2015). *Lithos* 220-223, 191-199.
- Brey, G.P. y Kohler, T. (1990). *Journal of Petrology* 31, 1353-1378.
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Hinton, R.W. y Siena, F. y Upton, B.G.J. (1999) *Journal of Petrology* 40, 133-165.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1996). *An Introduction to the rock-forming minerals* (2nd edition), Prentice-Hall, London, 712 pp.
- Díaz, J., Torne, M., Vergés, J., Jiménez-Munt, I., Martí, J., Carbonell, R., Schimmel, M., Geyer, A., Ruiz, M., García-Castellanos, D., Álvarez-Marrón, J., Brown, D., Villaseñor, A., Ayala, C., Palomeras, I., Fernández M. y Gallart, J. (2022). *Earth-Science Reviews* 222, 103841.
- Hunter, R.H. Upton, B.G.J. y Aspen, P. (1984). *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 75, 75-84.
- Irving, A.J. (1974). *Journal of Petrology* 15, 1-40.
- Martí, J., Mitjavila, J., Roca, E. y Aparicio, A. (1992). *Tectonophysics* 203, 146-165.
- Nickel, K.G., Brey, G.P. y Kogarko, L. (1985). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91, 44-53.
- Orejana, D., Villaseca, C. y Paterson, B.A. (2006). *Lithos* 86, 167-196.
- Orejana, D., Villaseca, C. y Paterson, B.A. (2007). *European Journal of Mineralogy* 19, 817-832.
- Puelles, P., Gil Iburguchi, J.I., García de Madinabeitia, S., Sarrionandia, F., Carracedo-Sánchez, M. y Fernández-Armas, F. (2019). *Lithos* 342-343, 114-134.
- Sen, G. y Jones, R. (1989). *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets* 94, 17871-17880.
- Villaseca, C., Downes, H., Pin, C. y Barbero, L. (1999). *Journal of Petrology* 40, 1465-1496.
- Villaseca, C., Orejana, D., Paterson, B.A., Billström, K. y Pérez-Soba, C. (2007). *European Journal of Mineralogy* 19, 463-477.