

Estudio petrológico y geoquímico de rocas volcánicas neógenas en la zona de Cartagena-Mar Menor (SE España)

Petrological and geochemical study of Neogene volcanic rocks in the Cartagena-Mar Menor area (SE Spain)

Pablo Pérez-Vizcaino¹* y Juan Manuel Fernández-Soler²

¹ Centro de Investigación en Química Sostenible. Universidad de Huelva. Campus El Carmen s/n, 21007, Huelva.

pablo.perez@ciquso.uhu.es

² Departamento de Mineralogía y Petrología. Universidad de Granada. Campus Fuentenueva s/n, 18002, Granada.

jmfsoler@ugr.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The Neogene volcanic outcrops of the Cartagena-Mar Menor area consist of domes made up of volcanic breccias at their edges and massive materials towards their core. Rocks are microporphyritic with aphanitic matrix and their most striking feature is the abundance of metamorphic restitic and igneous enclaves in their outcrops. Petrography and geochemical data suggest that the volcanic rocks in the Mar Menor would have come from a crustal peraluminous magma, while those in the Cartagena area would have originated from the mixture between a crustal magma similar to that of the Mar Menor area and a mantle magma.

Keywords: High-K calc-alkaline series, shoshonitic series, enclaves, lamproites, mantle.

RESUMEN

Los afloramientos volcánicos neógenos de la zona de Cartagena-Mar Menor consisten en domos constituidos por brechas volcánicas en sus bordes y materiales masivos hacia su interior. Las rocas son microporfídicas con matriz afanítica y su característica más llamativa es la abundancia de enclaves metamórficos restíticos e ígneos observables en ellas. Los datos petrográficos y geoquímicos sugieren que las rocas volcánicas del Mar Menor procederían de un magma peraluminoso cortical, mientras que las de la zona de Cartagena se habrían originado a partir de la mezcla entre un magma cortical similar al de la serie calco-alcalina del Mar Menor y uno mantélico.

Palabras clave: serie calcoalcalina de Alto-K, serie shoshonítica, enclaves, lamproítas, manto.

Geogaceta, 78 (2025), 39-42

<https://doi.org/10.55407/geogaceta113286>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 27/01/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

Introducción

Dentro de la Provincia Volcánica Neógena (NVP) del sureste de la Península Ibérica, se desarrolla una zona de magmatismo peraluminoso, con rocas pertenecientes a las series calcoalcalina de Alto-K y shoshonítica, que se extiende desde Níjar hasta el Mar Menor (Gómez-Pugnaire *et al.*, 2019). La edad oscila entre 11,9-6,3 Ma (Turner *et al.*, 1999; Duggen *et al.*, 2004) y su característica más distintiva es la abundancia de enclaves metamórficos restíticos e ígneos (p.ej., Gómez-Pugnaire *et al.*, 2019 y referencias allí). Otros tres grupos de materiales ígneos con distinto rango de edad son identificados en la NVP: una serie calco-alcalina de Medio-K, una provincia de rocas ultrapotásicas (lamproítas) y un grupo de basaltos alcalinos y basanitas (Gómez-Pugnaire *et al.*, 2019).

El objetivo de este trabajo es el de aportar nuevos datos sobre la petrografía y geoquímica de algunos afloramientos de lavas de esta región de magmatismo

peraluminoso. Se han escogido las zonas de Cartagena (Cabezo de la Fraila y Cabezo Ventura) y Mar Menor (Cerro Carmolí y Calnegre), en los que las rocas muestran poco grado de alteración hidrotermal, a fin de avanzar en el conocimiento de la génesis de esta provincia magmática.

Descripción de los afloramientos

Además de los edificios volcánicos que se van a caracterizar en este apartado, otros edificios neógenos dispersos de las series calcoalcalina de Alto-K y shoshonítica se reconocen en el área de estudio (Fig. 1).

Zona de Cartagena

Las rocas del Cabezo de la Fraila son de color gris oscuro a negro, bastante frescas, especialmente en las proximidades del contacto con su encajante: una secuencia turbidítica de edad Messiniense (García Tortosa *et al.*, 2004b y referencias allí).

En estos materiales detríticos, con una orientación dominante N70°E/35°NO, es posible apreciar una banda de efecto térmico y un arrastre como consecuencia de la intrusión ígnea (Fig. 2). La lava

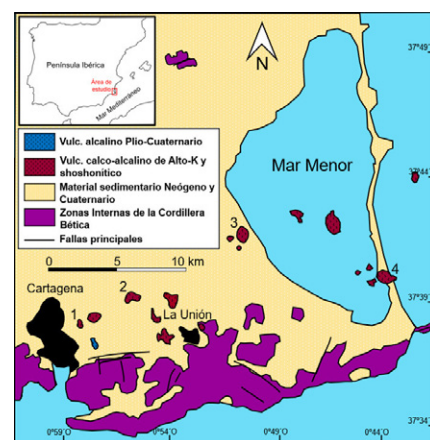


Fig. 1.- Mapa geológico simplificado del área de estudio. 1: Cabezo de la Fraila; 2: Cabezo Ventura; 3: Cerro Carmolí; 4: Calnegre. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Simplified geologic map of the study area. 1: Cabezo de la Fraila; 2: Cabezo Ventura; 3: Cerro Carmolí; 4: Calnegre. See color figure in the web.

presenta textura microporfídica, con fenocristales prismáticos de ortopiroxeno y tabulares de biotita, junto con cristales equidimensionales más grandes de plagioclasa en una matriz afanítica. Las facies masivas son ampliamente dominantes sobre las brechoides. En la lava abundan los xenocristales de andalucita rodeada por coronas negras de espinela.

El Cabezo Ventura está formado por lavas muy fracturadas de color gris-verde claro con un moderado grado de alteración hidrotermal y con abundantes venas verticales de alunita. La roca es microporfídica con matriz afanítica. Las facies brechificadas y los xenocristales son más abundantes que en el Cabezo de la Fraila, reconociéndose, además de los de andalucita, otros de granate y cordierita, así como grandes cristales de feldespato potásico. Se identifican enclaves microlíticos redondeados de cristallitos negros (biotita o piroxeno) en una matriz verdosa-amarillenta.

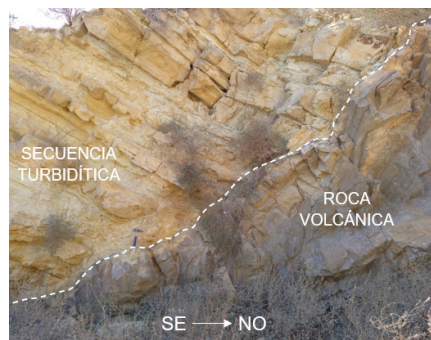


Fig. 2.- Contacto entre la roca volcánica en el Cabezo de la Fraila y la roca de caja (secuencia turbidítica). Martillo geológico como escala. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Contact between volcanic rock in Cabezo de la Fraila and the host-rock (turbidite sequence). Geological hammer as scale. See color figure in the web.

Zona del Mar Menor

Las lavas del Cerro Carmolí presentan tonalidades pardas y una oxidación superficial más intensa. Las facies brechoides son más abundantes que en el Cabezo de la Fraila y Cabezo Ventura. Los xenocristales son poco abundantes, siendo los de andalucita con borde de espinela los más frecuentes. A lo largo de todo el cerro aparecen numerosas zonas masivas con diaclasado columnar, en ocasiones radial.

Por último, el entorno de Calnegre, constituido por el cerro homónimo y algunos afloramientos a su alrededor, muestra un color grisáceo oscuro cuando

la roca está fresca y tonalidades verdosas o amarillentas cuando se encuentra alterada. Destaca por el gran desarrollo de sus facies brechificadas, especialmente al este del cerro, que predominan sobre las facies masivas, con diaclasado columnar. En algunos sectores de esta brecha se observa una textura de ajuste en rompecabezas (Fig. 3), sugiriendo que se trata de una brecha hialoclástica *in situ*, formada por fracturación en ambiente submarino. Otra de sus características más llamativas es el tamaño (hasta 10 cm) y diversidad de sus enclaves. Aparte de los ya mencionados de granate, andalucita y cordierita, o los microlíticos, se aprecian otros enclaves metapelíticos con sillimanita.



Fig. 3.- Sector de facies brechoides localizado al este del Cerro Calnegre con textura de ajuste en rompecabezas. Martillo geológico como escala. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Brecciated facies sector located east of Cerro Calnegre with jigsaw-fit texture. Geological hammer as scale. See color figure in the web.

Petrografía

Zona de Cartagena

En sección delgada, las rocas del Cabezo de la Fraila y Cabezo Ventura muestran una textura microporfídica seriada, con un 40% de microfenocristales subhédricos de plagioclasa (15%) y biotita (15%), y euhédricos de piroxeno (10%) (Figs. 4A y 4B). La plagioclasa presenta zonaciones oscilatorias intensas y abundantes inclusiones de vidrio. La biotita puede presentar desde un borde de reacción negro hasta una opacitización completa de todo el cristal. En lo referente a los cristales de piroxeno, aparecen tanto orto- como clinopiroxeno (augita), siendo los de este último tipo menos comunes y más irregulares. En menor proporción (~5%), aparecen cristales alargados y subhedrales de flogopita, así como cristales irregulares

de cuarzo y grandes cristales de sanidina, estos últimos con tamaños normalmente superiores a los 5 mm. La matriz, que es hipocristalina, contiene microlitos de plagioclasa (20%), con orientación variable, cristales de piroxeno (15%) y minerales opacos (5%), englobados en abundante vidrio incoloro (20%). Apatito y circón aparecen como fases accesorias, generalmente incluidos en cristales de biotita.

A pesar de que ambos afloramientos tengan características comunes, la presencia de cristales de flogopita y sanidina, junto a la opacitización de la biotita, es más común en el Cabezo Ventura.

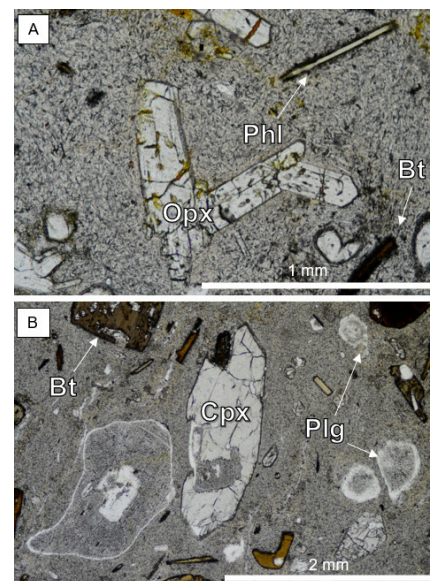


Fig. 4.- Imágenes de microscopía óptica con polarizadores paralelos de las rocas volcánicas en la zona de Cartagena. Phl: flogopita, Opx: ortopiroxeno, Bt: biotita, Cpx: clinopiroxeno, Plg: plagioclasa. Ver figura en color en la web.

Fig. 4.- Plane-polarized images of volcanic rocks in the Cartagena area. Phl: phlogopite, Opx: orthopyroxene, Bt: biotite, Cpx: clinopyroxene, Plg: plagioclase. See color figure in the web.

Zona del Mar Menor

Las rocas de los cuerpos del Cerro Carmolí y Cerro Calnegre presentan textura microporfídica no vesicular, con un 50% de microfenocristales en una matriz afanítica. Las fases más abundantes son plagioclasa (25%) y ortopiroxeno (20%) (Fig. 5A). La primera se presenta como cristales subhedrales maclados, zonados y con abundantes inclusiones de vidrio, mientras que el ortopiroxeno aparece como cristales prismáticos casi euhedrales. Ambos desarrollan una textura seriada. Otras fases presentes (5%) son minerales opacos (ilmenita), y, como fase accesorias, apatito.

Los xenocristales son muy abundantes. Los más comunes observados en sección delgada están formados por cristales individuales de cordierita con corona de plagioclasa o vidrio a su alrededor. Suelen tener una morfología redondeada, además de encontrarse en ocasiones pinnitizados y/o con inclusiones de vidrio o fibrolita. También pueden estar maclados (Fig. 5B).

En los xenocristales de andalucita, esta puede llegar a estar reemplazada por sillimanita. La espinela que la rodea a modo de anillo, además de marrón, llega a ser verdosa (ambos colores con polarizadores paralelos) en algunos ejemplares. Los enclaves microlíticos, formados por piroxeno, plagioclasa, minerales opacos y vidrio, pueden desarrollar una corona de plagioclasa a su alrededor.

La matriz es pilotaxítica, con un 25% de microlitos de plagioclasa. El vidrio es menos frecuente que en las secciones delgadas de la zona de Cartagena (10%) y puede estar transformado en minerales del grupo de las arcillas. Otros componentes de la matriz son ortopiroxeno (15%), minerales opacos y apatito (<5%).

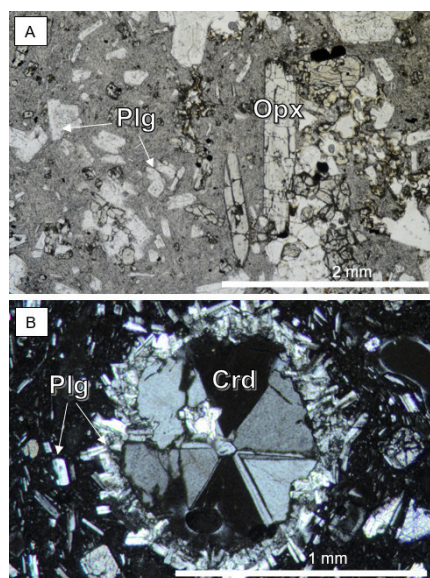


Fig. 5.- A: Aspecto común de las rocas volcánicas peraluminosas en la zona del Mar Menor. Imagen de microscopía óptica con polarizadores paralelos; B: Imagen con polarizadores cruzados de una macla en sector trilling en una cordierita de Calnegre, con anillo de plagioclasa. Plg: plagioclasa, Opx: ortopiroxeno, Crd: cordierita. Ver figura en color en la web.

Fig. 5.- A: Common appearance of peraluminous volcanic rocks in the Mar Menor area. Plane-polarized image; B: Cross-polarized image of sector twinning in a cordierite with plagioclase ring. Plg: plagioclase, Opx: orthopyroxene, Crd: cordierite. See color figure in the web.

Geoquímica

Se realizaron 4 análisis nuevos de roca total en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada (CIC-UGR). Los elementos mayoritarios y Zr se determinaron mediante fluorescencia de rayos X por dispersión de longitud de onda (WD-XRF). El resto de elementos traza se obtuvieron mediante espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS), con un espectrómetro Perkin Elmer NexION 300D.

Las muestras analizadas presentan contenidos intermedios de SiO_2 (59,47-61,96 wt%) y valores bajos de Na_2O (1,84-2,22 wt%). En cambio, los contenidos de K_2O son bastante diferentes entre los distintos afloramientos, siendo notablemente superiores en los de la zona de Cartagena (5,11-5,99 wt%) con respecto a los del Mar Menor (2,08-2,24 wt%). Los valores de P_2O_5 son también más elevados que en los afloramientos del Mar Menor (0,53-0,63 vs 0,14-0,17 wt%). Los contenidos de TiO_2 son similares entre los cuatro cuerpos (0,67-0,77 wt%), al igual que los de MnO y CaO (0,07-0,09 y 4,49-5,76 wt%, respectivamente). Por su parte, el Cerro Carmolí y Cerro Calnegre muestran valores más elevados de Fe_2O_3 total y MgO (5,90-6,33 y 3,17-5,22 wt%, respectivamente) que el Cabezo de la Fraila y Cabezo Ventura (4,00-4,91 y 2,85-3,10 wt%, respectivamente). La variación en el contenido de Al_2O_3 es pequeña (15,67-16,68 wt%). En relación a los elementos traza, las rocas de la zona de Cartagena se encuentran enriquecidas con respecto a las del Mar Menor en LILE, p. ej., Rb (260 ppm), Sr (580 ppm) Ba (1580 ppm), HFSE, p. ej., Zr (378 ppm), Th (76 ppm) y Tierras Raras (REE).

Discusión y conclusiones

Las rocas de la zona de Cartagena se proyectan en el campo de latitas de la serie shoshonítica y, las del Mar Menor, en el de andesitas calco-alcálinas de Medio-K, muy próximas al límite con Alto-K (Fig. 6A). Los afloramientos de Cerro Carmolí y Calnegre corresponden a una composición ígnea peraluminosa, mientras que los de Cabezo de la Fraila y Cabezo Ventura a una composición metaluminosa (Fig. 6B). Estos datos son similares a otros análisis de esta región magmática de la NVP obtenidos de la literatura (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980; Benito *et al.*, 1999; Duggen *et al.*, 2004; García Tortosa *et al.*, 2004a).

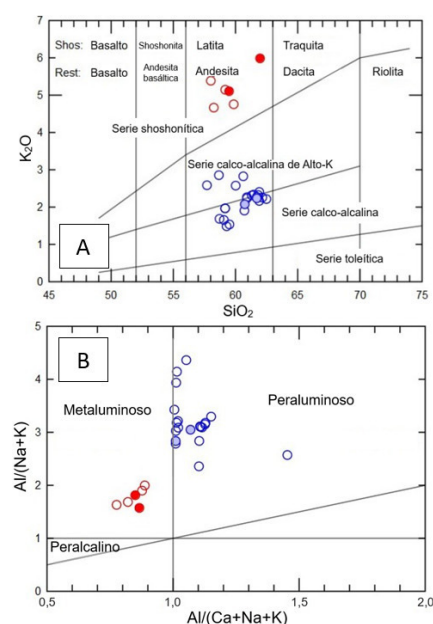


Fig. 6.- A: Diagrama de Peccerillo y Taylor (1976); B: Índice de Shand (Maniar y Piccoli, 1989). Los nuevos análisis se han indicado con círculos rellenos rojos (Cartagena) y azules (Mar Menor). El resto de análisis se han obtenido de la literatura (ver texto). Ver figura en color en la web.

Fig. 6.- Peccerillo and Taylor (1976) diagram; B: Shand's index (Maniar and Piccoli, 1989). The new analyses have been indicated with red (Cartagena) and blue (Mar Menor) filled circles. The rest of analyses have been obtained from the literature (see text). See color figure in the web.

Al representar los análisis previos junto a otros de rocas ultrapotásicas (lamproítas) de la NVP obtenidos de la literatura (Benito *et al.*, 1999; Duggen *et al.*, 2005; Conticelli *et al.*, 2009) en diagramas "spider", se observa en todos ellos una anomalía positiva de Pb y negativa de Nb y Ta, así como una ligera anomalía negativa de Eu (Figs. 7A y 7B).

Los patrones de REE en las rocas de la serie shoshonítica de Cartagena están muy fraccionados (La/Yb: 28-35), con altos contenidos en Tierras Raras Ligeras, dando un perfil convexo similar al de las lamproítas de la NVP (La/Yb: 32-72) (Fig. 7B). En el caso de los análisis del Mar Menor, no se observa tanta similitud (La/Yb: 10-13) en los patrones de REE con estas rocas ultrapotásicas. Los valores de Tierras Raras Pesadas son semejantes en los tres conjuntos de series ígneas.

La similitud entre los patrones de elementos traza mencionada previamente para las lamproítas y las rocas de la zona de Cartagena está complementada con la presencia de fases comunes de estas rocas ultrapotásicas, como flogopita o sanidina (Gómez-Pugnaire *et al.*, 2019), en las rocas de la serie shoshonítica. No

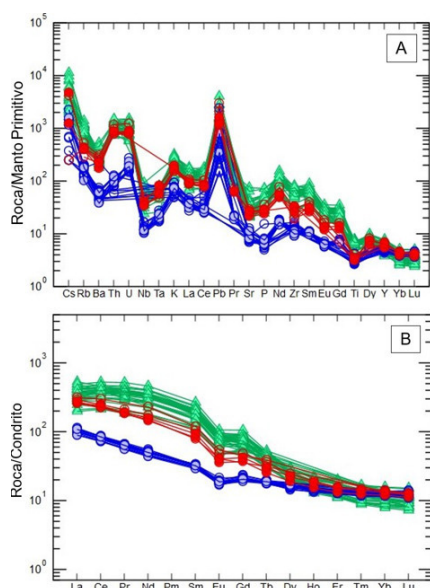


Fig. 7.- A: Diagrama "spider" de elementos traza normalizado a valores del manto primitivo según Sun y McDonough (1989) para las muestras de este estudio y análisis de la literatura; B: Diagrama "spider" de REE normalizado al condrito según McDonough y Sun (1995) para las muestras de este estudio y análisis de la literatura. Con triángulos verdes se han representado análisis de rocas ultrapotásicas (lamproítas) de la NVP obtenidos de la literatura (ver texto). Ver figura en color en la web.

Fig. 7.- A: Trace elements spider diagram normalized to primitive mantle values according to Sun and McDonough (1989) for the samples from this study and analyses from the literature; B: REE spider diagram normalized to chondrite according to McDonough and Sun (1995) for the samples from this study and analyses from the literature. Green triangles have been used to represent analyses of ultrapotassic rocks (lamproites) of the NVP obtained from the literature (see text). See color figure on the web.

obstante, la petrografía descrita para las rocas de la zona de Cartagena también guarda similitud con la del Mar Menor, resultando en una mineralogía híbrida entre lamproítas y rocas calcoalcalinas de Alto-K para el Cabezo de la Fraila y Cabezo Ventura.

Los nuevos datos aportados en este trabajo, junto a los existentes en la literatura previa, indican que las andesitas de la zona del Mar Menor proceden de un fundido anatóctico peraluminoso. Los xenocristales de andalucita y otras fases como cordierita o sillimanita representarían las restitas del protolito cortical origi-

nal. Por otro lado, los enclaves microlíticos corresponderían a fundidos más máficos inyectados en la cámara magmática a lo largo de varias etapas, tal y como se ha descrito en otros afloramientos de la serie calco-alcalina de Alto-K en la NVP, como el Cerro del Hoyazo (Zeck, 1992).

Por su parte, en el origen de las latitas shoshoníticas de la zona de Cartagena hay, aparentemente, una contribución adicional importante de fundidos ultrapotásicos de origen mantélico. Esta conclusión está sostenida, principalmente, por la similitud composicional entre los patrones de REE y otros elementos traza de las lamproítas de la NVP con los de las rocas de la serie shoshonítica. Así, la hipótesis para explicar el origen del Cabezo de la Fraila y Cabezo Ventura consistiría en un fundido mantélico principal, enriquecido en LILE, que fue contaminado al mezclarse con magmas anatócticos corticales, similares a los que formaron las rocas de la zona del Mar Menor. Este fundido ultrapotásico procedente del manto podría ser lamproítico, dada la presencia de estas rocas dentro de la NVP, aunque minerales como flogopita o sanidina, o contenidos elevados de óxidos (p. ej., K_2O), no son exclusivos de las lamproítas.

Contribución de los autores

Ambos autores han participado en las tareas de campo (descripción y toma de muestras), trabajo con microscopio petrográfico, análisis geoquímico, redacción del texto y elaboración de las figuras.

Agradecimientos

La presente investigación no ha recibido ayudas específicas provenientes de agencias del sector público, sector comercial o entidades sin ánimo de lucro.

Referencias

- Benito, R., López-Ruiz, J., Cebriá, J.M., Hertogen, J., Doblas, M., Oyarzun, R. y Demaiffe, D. (1999). *Lithos* 46, 773-802. <https://doi.org/b4fh78>
- Conticelli, S., Guarnieri, L., Farinelli, A., Mattei, M., Avanzinelli, R., Bianchini,

G., Boari, E., Tommasini, S., Tiepolo, M., Prelević, D. y Venturelli, G. (2009). *Lithos* 107, 68-92.

<https://doi.org/d6n6tf>

Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P. y Harris, C. (2004). *Earth and Planetary Science Letters* 218, 91-108.

<https://doi.org/bz3jw2>

Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P. y Garbe-Schönberg, D. (2005). *Journal of Petrology* 46, 1155-1201.

<https://doi.org/dh8r8g>

García Tortosa, F.J., Leyva Cabello, F. y Cabra Gil, P. (2004a). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 978 (Llano del Beal) y memoria*. IGME, Madrid, 184 p.

García Tortosa, F.J., Leyva Cabello, F., Bardají Azcárate, T., Silva Barroso, P.G., Goy Goy, J. y Zazo Cardaña, C. (2004b). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 977 (Cartagena) y memoria*. IGME, Madrid, 228 p.

Gómez-Pugnaire, M.T., López Sánchez-Vizcaino, V., Fernández-Soler, J.M. y Acosta-Vigil, A. (2019). In: *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach: Volume 3: The Alpine Cycle* (C. Quesada and J.T. Oliveira Eds.). Springer, Berlín, 545-566.

López Ruiz, J. y Rodríguez Badiola, E. (1980). *Estudios Geológicos* 36, 5-63.

Maniar, P.D. y Piccoli, P.M. (1989). *Geological Society of American Bulletin* 101, 635-643.

<https://doi.org/d6ftkz>

McDonough, W.F. y Sun, S.S. (1995). *Chemical Geology* 120, 223-253.

<https://doi.org/b25h5p>

Peccherillo, A. y Taylor, S.R. (1976). *Contributions to mineralogy and petrology* 58, 63-81.

<https://doi.org/b9gg4z>

Sun, S.S. y McDonough, W.F. (1989). *Geological Society of London* 42, 313-345.

<https://doi.org/bq9srz>

Turner, S.P., Platt, J.P., George, R.M.M., Kelley, S.P., Pearson, D.G. y Nowell, G.M. (1999). *Journal of Petrology* 40, 1011-1036.

<https://doi.org/gh6h9w>

Zeck, H.P. (1992). *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 83, 139-144.

<https://doi.org/b9tp2x>