

Edad del magmatismo cisuraliense en el Anticlinal de Montalbán (Cordillera Ibérica, Teruel)

Age of the Cisuralian magmatism in the Montalbán Anticline (Iberian Chain, Teruel)

Urbez Majarena^{1*}, José Julián Esteban², Carlos Galé¹, Marceliano Lago¹ y Andrés Gil¹

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza (UNIZAR), C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, España.

urbezmajarena@hotmail.com, carlos.gale@gmail.com, marceliano64@gmail.com, agil@unizar.es

² Departamento de Geología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU), apartado 644, 48080 Bilbao, España. jj.esteban@ehu.eus

*Corresponding author

ABSTRACT

In this work, we present the first three radiometric ages (U-Pb in zircon) of the subvolcanic intrusions from the Montalbán Anticline (Iberian Range). The results reveal the ages of these intrusions as follows: 292 ± 2 Ma for an andesitic dike in Segura de Baños, 291 ± 8 Ma for an andesitic sill in Hoz de la Vieja and 293 ± 3 Ma for a dacitic sill in Montalbán (Teruel). The data indicate that the magmatism of the Montalbán anticline was active between 293 and 291 Ma (Sakmarián). The obtained U-Pb ages allow us to associate the subvolcanic intrusions from the Montalbán Anticline with the calco-alkaline magmatism of predominantly intermediate composition, which occurred during the early Cisuralian along the entire SW of the European Variscan Orogen.

Key-words: Sakmarián, U-Pb, Zircon, Iberian Chain, Montalbán Anticline.

Geogaceta, 75 (2024), 103-106

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100897>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

RESUMEN

En este trabajo se presentan las tres primeras dataciones radiométricas (U-Pb en circón) de las intrusiones subvolcánicas del Anticlinal de Montalbán (Cordillera Ibérica). Los resultados obtenidos indican una edad de 292 ± 2 Ma para un dique andesítico en Segura de Baños, 291 ± 8 Ma para un sill andesítico en Hoz de la Vieja y 293 ± 3 Ma para un sill dacítico en Montalbán (Teruel). Estos resultados evidencian que el magmatismo del anticlinal de Montalbán estuvo activo entre los 293 y 291 Ma (Sakmariense). Las dataciones realizadas permiten integrar las intrusiones estudiadas en el magmatismo calco-alcalino de composición predominantemente intermedia que se produjo durante el inicio del Cisuraliense a lo largo de todo el SO del Orógeno Varisco Europeo.

Palabras clave: Sakmariense, U-Pb, Circón, Cordillera Ibérica, Anticlinal de Montalbán.

Fecha de recepción: 10/07/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción y objetivos

En el Anticlinal de Montalbán (SE, Cordillera Ibérica) se encuentran en torno a unas 300 intrusiones subvolcánicas de afinidad calco-alcalina y amplio rango composicional, que varía desde andesitas basálticas a riolitas, con predominio de términos intermedios (Torres *et al.*, 1991). Las relaciones de corte indican una edad situada entre finales del Carbonífero y el Pérmico para su intrusión. Sin embargo, nunca han sido datadas de forma radiométrica y su edad resulta imprecisa.

La composición en elementos traza y edad relativa de estas intrusiones las permite relacionar con el resto de rocas ígneas calco-alcalinas y tardi-variscas que afloran en las principales unidades paleozoicas de la Cordillera Ibérica (Lago *et al.*, 2004). No obstante, se desconoce si este magmatismo ocurrió de forma simultánea a lo largo de dicha cordillera o hubo en él alguna evolución temporal.

Las incertidumbres sobre su edad dificultan identificar las causas de su génesis y su posición dentro del contexto tectono-magmático tardivarisco del SO de Europa.

En este sentido, los objetivos de este trabajo son: 1) datar el magmatismo del Anticlinal de Montalbán mediante análisis isotópico U-Pb en circón usando un LA-ICP-MS, 2) determinar la relación temporal de este magmatismo con el observado en el resto de la Cordillera Ibérica y 3) correlacionar y contextualizar geodinámicamente las intrusiones de Montalbán dentro de la evolución tectono-magmática y tardi-varisca del SO de Europa.

Situación y contexto geológico

El Anticlinal de Montalbán se encuentra situado en la Unidad de Herrera de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, prolongación de la Zona Cantábrica del Macizo Ibérico (Fig. 1). Este an-

ticlinal, desarrollado durante el Orógeno Alpino y de dirección NO-SE, aflora en una banda de unos 31 km de longitud y 5 km de anchura presentando una morfología cartográfica ahusada (Fig. 1). Los materiales paleozoicos que conforman su núcleo corresponden predominantemente a pizarras con intercalaciones cuarcíticas de edad carbonífera, exceptuando en el sector N, donde aparecen de forma aislada pizarras y cuarcitas devónicas. Por encima, se sitúan en discordancia angular las facies Buntsandstein del Triásico Inferior que dan paso al resto de la serie mesozoica suprayacente.

Los materiales subvolcánicos analizados en este trabajo intruyen el núcleo paleozoico del Anticlinal de Montalbán. La potencia de las intrusiones se encuentra entre 10 y 60 m y su extensión lateral no sobrepasa los 600 m. Localmente, en su extremo septentrional es posible localizar varias intrusiones riolíticas de mayor envergadura que llegan a alcanzar hasta 1 km de longitud y 400 m de anchura.

Descripción de los afloramientos y muestras empleadas

En este trabajo se han estudiado tres intrusiones representativas del magmatismo aflorante en el anticlinal de Montalbán. La muestra BAÑOZ se sitúa 2,7 km al NW de la localidad de Segura de Baños (674238, 4536282; 30T) y corresponde a un dique andesítico de unos 10 m de espesor y 100 m de longitud. La muestra HOZZ pertenece a un sill andesítico ubicado 1,5 km al SE de la localidad de Hoz de la Vieja (682387, 4531243; 30T) que presenta un espesor variable entre 0,3 y 1,5 m, una longitud de 100 m, y atraviesa un pliegue varisco anguloso y apretado. Finalmente, la muestra MONZ corresponde a un sill dacítico de 1 m de espesor y longitud cercana a 15 m que se sitúa 2 km al N de Montalbán (685218, 4524494; 30T).

Las tres muestras presentan una textura porfídica formada por aproximadamente un 30% de fenocristales, de hasta 5 mm, inmersos en una matriz microcristalina. Las dos muestras andesíticas contienen fenocristales de plagioclasa (13% del volumen total de roca), biotita (9%), anfíbol (6%) y cuarzo (2%) y su matriz está formada por plagioclasa (30%), cuarzo (20%), biotita (10%) y minerales opacos (10%). Los fenocristales (exceptuando el cuarzo) se suelen encontrar parcial o totalmente reemplazados y pseudomorfizados por minerales secundarios, especialmente en la muestra HOZZ. Por su parte, el sill dacítico está formado por fenocristales de plagioclasa (9% del volumen total de roca), cuarzo (8%) y biotita (3%) de hasta 2 mm. Los fenocristales de plagioclasa se encuentran frecuentemente reemplazados por carbonatos. Su matriz es microcristalina, está formada por cuarzo (45%), plagioclasa (25%) y minerales opacos (10%) y afectada por un proceso significativo de recristalización de cuarzo.

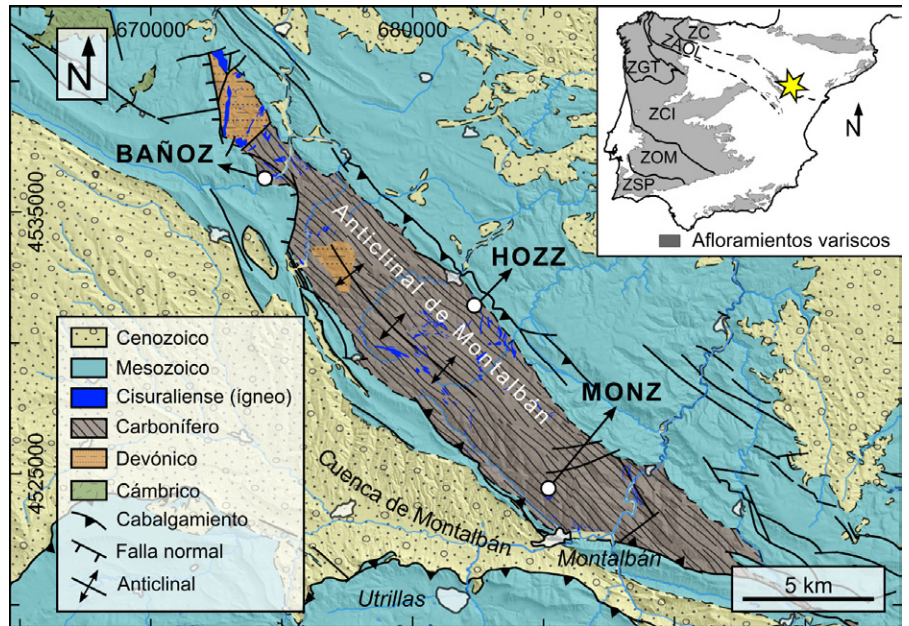


Fig. 1.- Mapa geológico del sector del anticlinal de Montalbán y localización de las muestras (BAÑOZ, HOZZ y MONZ) datadas en este trabajo. ZAOL: Zona Asturoccidental-Leonesa; ZC: Zona Cantábrica; ZCI: Zona Centro Ibérica; ZGT; Zona de Galicia-Tras-os-Montes; ZOM: Zona de Osa Morena; ZSP: Zona Sudportuguesa. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Geological map of the Montalbán Anticline area and location of the three samples dated in this work (BAÑOZ, HOZZ y MONZ). ZAOL: West Asturian-Leonese Zone; ZC: Cantabrian Zone; ZCI: Central Iberian Zone; ZGT; Galicia – Trás-os-Montes Zone; ZOM: Ossa-Morena Zone; ZSP: South Portuguese Zone. See color figure in the web.

gioclasa se encuentran frecuentemente reemplazados por carbonatos. Su matriz es microcristalina, está formada por cuarzo (45%), plagioclasa (25%) y minerales opacos (10%) y afectada por un proceso significativo de recristalización de cuarzo.

zado por debajo de 125 µm, inmersión en líquidos densos, separación magnética y extracción manual a partir del concentrado final) y montado en una probeta de resina epoxy. La estructura interna de los cristales de circón (Fig. 2) fue determinada mediante imágenes de electrones retrodispersados (BSE).

Metodología

Los cristales de circón utilizados para las dataciones se han separado mediante técnicas convencionales (triturado, tam-

Los análisis isotópicos y elementales de U, Th y Pb se llevaron a cabo mediante LA-ICP-MS en el Servicio de Geocronología y Geoquímica Isotópica (SGIker) de la

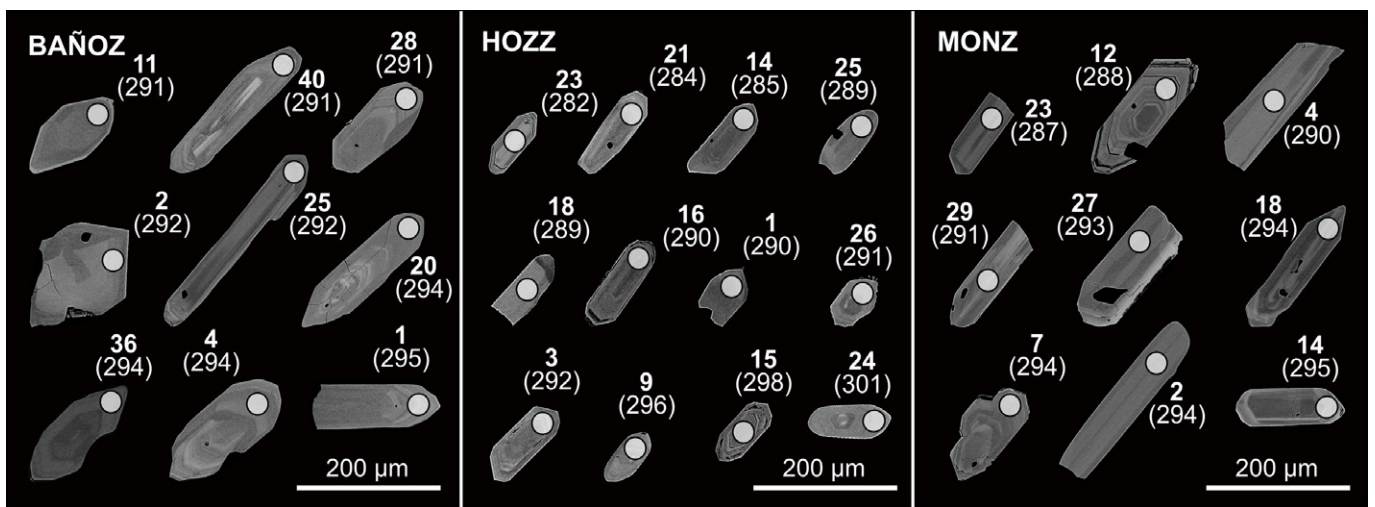


Fig. 2.- Imágenes de electrones retrodispersados de algunos de los circones más representativos de cada muestra. Las etiquetas indican el número de análisis (en negrita) y su edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U entre paréntesis.

Fig. 2.- Backscattered electron images of some of the most representative zircons of each sample. Labels indicate the spot number (bold) and the ²⁰⁶Pb/²³⁸U age.

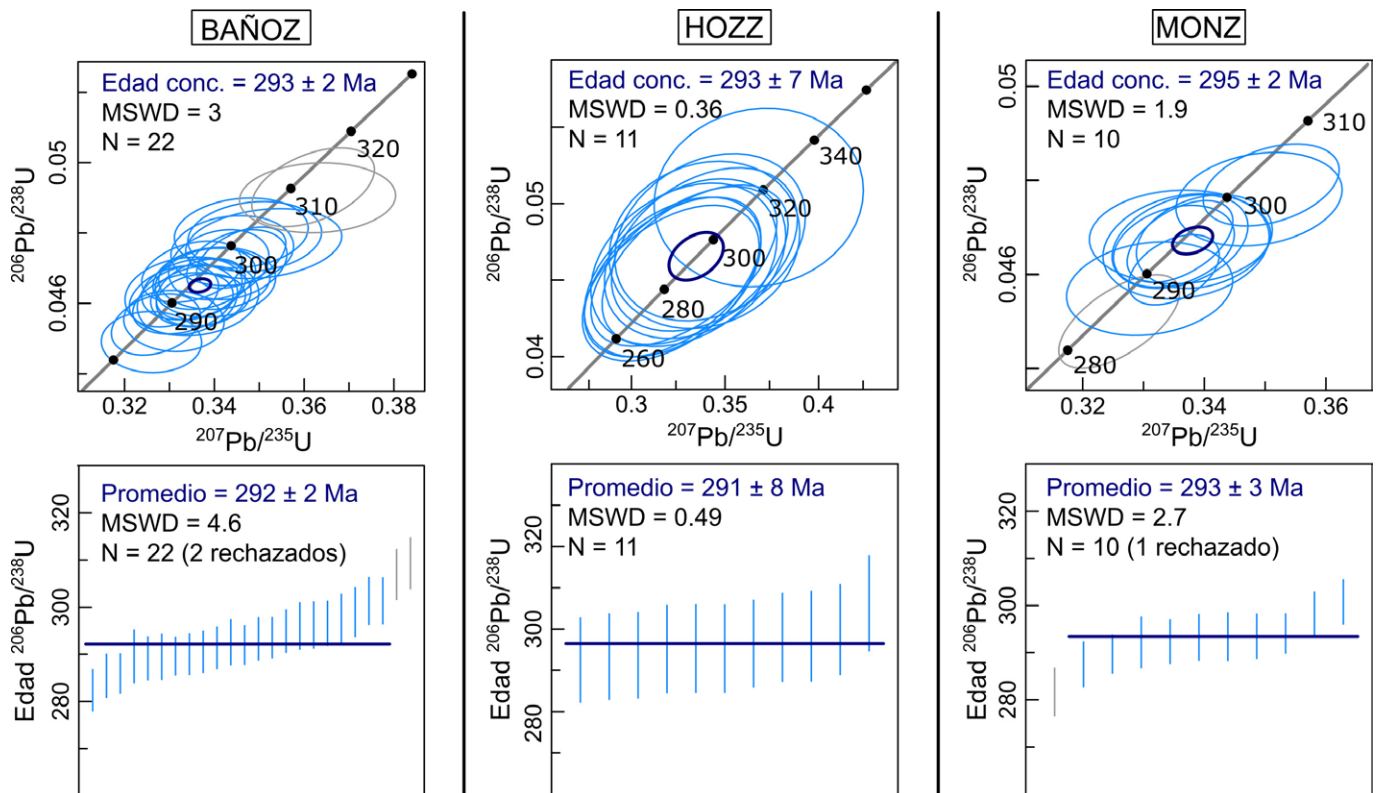


Fig. 3.- Edad concordia y promedio de los circones analizados en cada muestra. El cálculo de las edades promedio de las muestras, ha sido realizado con las edades de los circones obtenidas tras corregir el efecto del Pb común, utilizando para ello un valor de Pb común ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) de $0,83 \pm 0,1$ que corresponde a la media actual terrestre (Stacey y Kramers, 1975).

Fig. 3.- Concordia and weighted average age plots of analysed zircons of each sample. The average ages have been obtained after correcting the effect of common Pb, using a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ value of 0.83 ± 0.1 that corresponds to the current Earth average (Stacey and Kramers, 1975).

Universidad del País Vasco. Las condiciones analíticas y la metodología para la reducción de datos se detallan en Majarena *et al.* (2023).

Los análisis se realizaron preferentemente en las zonas más externas de los circones con el objetivo de datar el último evento de cristalización. En el cálculo de las edades de cada muestra se emplearon únicamente aquellos análisis con un porcentaje de concordancia de 99-101%.

Los análisis seleccionados se han representado en diagramas Wetherill y el cálculo de las edades concordia se realizó con IsoplotR (Vermeesch, 2018). Posteriormente, y dado que no ha sido posible proporcionar los valores de ^{204}Pb , se llevó a cabo el cálculo de la edad 207-correctada (207-corrected age) de cada análisis con el objetivo de substraer el efecto del Pb común. Para ello se asumió un valor de Pb común ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) de $0,83 \pm 0,1$ que corresponde a la media actual terrestre (Stacey y Kramers, 1975). Finalmente se procedió al cálculo de la edad promedio de estos datos en cada muestra. Las edades 207-correctadas y las edades promedio fueron calculadas usando el programa Isoplot/Ex 3.0 (Ludwig, 2003). El valor de MSWD es expresado

a lo largo de todo el artículo como concordancia más equivalencia siguiendo la recomendación de Ludwig (1998). Las edades de los análisis individuales referidas a lo largo de todo el texto de este trabajo corresponden a la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Resultados geocronológicos

Los circones de las tres muestras analizadas presentan principalmente un zonado oscilatorio que en ocasiones rodea a núcleos homogéneos (Fig. 2). En la muestra BAÑOZ se han obtenido 25 análisis en zonados oscilatorios con un porcentaje de concordancia de 99-101%. De estos 25 análisis, 22 muestran edades de entre 302 y 283 Ma, y relaciones Th/U de 0,13-0,92, propias de circones ígneos (Hoskin y Schaltegger, 2003). Estos circones definen una edad concordia de 293 ± 2 Ma (MSWD = 3; Fig. 3) y una edad promedio de las edades 207-correctadas de 292 ± 2 Ma (MSWD = 4.6; Fig. 3).

En la muestra HOZZ son 11 análisis los que presentan una concordancia de 99-101%. Estos análisis arrojan edades de 317 a 282 Ma y relaciones Th/U entre 0,16-0,53. En conjunto, los 11 análisis presentan una edad concordia de $293 \pm$

7 Ma (MSWD = 0.36; Fig. 3), y una edad promedio de las edades 207-correctadas de 291 ± 8 (MSWD = 0.49; Fig. 3).

Por último, en la muestra MONZ, se han obtenido 12 análisis con una concordancia del 99-101%. Sin embargo, y debido a que uno de esos análisis presenta un bajo valor de la relación Th/U (0,09, común en circones de origen metamórfico (Hoskin y Schaltegger, 2003)), ha sido descartado. De los 11 análisis restantes, 10 presentan edades de 302-289 Ma, relaciones Th/U de 0,13-0,75, una edad concordia de 295 ± 2 Ma (MSWD = 1.9; Fig. 3) y una edad promedio de las edades 207-correctadas de 293 ± 3 (MSWD = 2.7; Fig. 3).

Discusión

Las edades concordia y promedio obtenidas en cada una de las tres muestras resultan muy similares entre sí. Dado que las edades promedio de las edades 207-correctadas tienen en cuenta el posible efecto del Pb común, consideramos que éstas muestran la mejor estimación de la edad de cristalización de las intrusiones a las que corresponden: 292 ± 2 Ma para el dique andesítico de Segura de Baños (BAÑOZ), 291 ± 8 Ma para el sill andesítico de Hoz de

la Vieja (HOZZ) y 293 ± 3 Ma en el caso del sill dacítico de Montalbán (MONZ).

La gran homogeneidad de los resultados obtenidos (293-291 Ma, Sakmariense) así como la representatividad de las muestras, tanto en modo de emplazamiento (dos sills y un dique) como en composición (dos intrusiones andesíticas y una dacítica), sugieren que el rango temporal obtenido en estas tres intrusiones puede ser extensible al resto de manifestaciones ígneas del Anticlinal de Montalbán.

Los valores de la relación Th/U de los análisis empleados en el cálculo de las edades de las tres muestras son similares entre sí y se sitúan entre 0,13 y 0,92. Estos valores son consistentes con la cristalización de los circones en un magma de composición félsica (Kirland *et al.* 2015 y referencias que contiene).

Los resultados radiométricos de este trabajo resultan equiparables a las dos dataciones realizadas previamente en el resto de la Unidad de Herrera. Perini y Timmerman (2008) obtuvieron una edad de 289 ± 1 Ma en un gabro por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar en biotita, y Conte *et al.* (1987) dataron tres bombas volcánicas por el método K-Ar en biotita obteniendo una edad de 283 ± 3 en dos de ellas y 292 ± 3 Ma en la tercera. Estos dos afloramientos se encuentran situados a tan solo 15 y 24 km respectivamente desde el extremo NO del Anticlinal de Montalbán.

En el resto de la Cordillera Ibérica las dataciones realizadas recientemente por el mismo método que en este trabajo indican unos resultados similares. En la Unidad de Badules, Majarena *et al.*, (2017) obtienen una edad de 285 ± 2 para la intrusión dacítica subvolcánica de Cerro Redondo. En la Rama Castellana estos mismos autores (Majarena *et al.*, 2018) datan en 294-293 Ma el similar magmatismo observado en la Sierra de Albarracín y en 290 ± 3 Ma el sill andesítico de Aienza (Majarena *et al.*, 2023).

Las dataciones realizadas en este trabajo permiten integrar las intrusiones del Anticlinal de Montalbán en el magmatismo calco-alcalino Asseliense-Artinskiense del SO del Orógeno Varisco europeo, el cual aflora actualmente en los principales macizos paleozoicos del SO de Europa (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011; Pereira *et al.*, 2014; Gaggero *et al.*, 2017). Dicho magmatismo se produjo bajo un contexto tectónico direccional (primero transpresivo y después transtensivo) como consecuencia del adelgazamiento litosférico y ascenso astenosférico (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011). Esta

etapa tectono-magmática se encuadra en la transición entre el final de la Orogenia Varisca y el inicio de la separación de Pan-gaea (López-Gómez *et al.*, 2019).

Conclusiones

Las tres muestras analizadas son representativas del magmatismo de la Unidad de Herrera (Cordillera Ibérica), tanto por su modo de emplazamiento (dos sills y un dique) como por su litología (dos intrusiones andesíticas y una dacítica). Las edades obtenidas son de 292 ± 2 Ma para el dique andesítico de Segura de Baños, 291 ± 8 Ma para el sill andesítico de Hoz de la Vieja y 293 ± 3 Ma para el sill dacítico de Montalbán. Estos resultados, coherentes entre sí, indican que el magmatismo del Anticlinal de Montalbán se encontró activo entre los 293 y 291 Ma (Sakmariense). Los resultados de este trabajo permiten integrar este magmatismo con el que se desarrolló con similar composición a lo largo de todo el SO del Orógeno Varisco europeo en relación con el adelgazamiento litosférico y ascenso astenosférico producido durante el inicio del colapso del Orógeno Varisco.

Contribución de los autores

U. Majarena: Adquisición de datos, edición, figuras, investigación/análisis, coordinación. J.J. Esteban: adquisición de datos, revisión del manuscrito, investigación/análisis, supervisión. C. Galé: Estructura del trabajo, revisión del manuscrito, investigación/análisis, supervisión. M. Lago: Adquisición de datos, revisión del manuscrito, supervisión. A. Gil: revisión del manuscrito, supervisión.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el proyecto PID2019-108753GB-C22 (MCIN/AEI/10.13039/501100011033 y Aragón ERDF 2014-20 OP); el grupo de investigación Geotransfer-IUCA, E32_17R (Gobierno de Aragón y FEDER-Aragón 2014-2020) y un contrato predoctoral (Programa operativo FSE Aragón 2014-2020; Gobierno de Aragón. Beneficiario: Urbez Majarena). Los autores agradecen su ayuda al laboratorio SGIker de la Universidad del País Vasco y a los Servicios de Apoyo a la Investigación (SAIs) de la Universidad de Zaragoza. Este trabajo ha sido mejorado gracias a la contribución de David Orejana (UCM) y otro revisor anónimo.

Referencias

- Conte, J.C., Gascón, F., Lago San José, M. y Carls, P. (1987). *Boletín Geológico y Minero*, 98(4), 460-470.
- Gaggero, L., Gretter, N., Langone, A. y Ronchi, A. (2017). *Geoscience Frontiers*, 8(6), 1263-1284. <https://doi.org/gcg28v>
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., Johnston, S. T., Pastor-Galán, D., Murphy, J.B., Piedad-Franco, M. y Gonzalo, J.C. (2011). *Tectonics*, 30(5). <https://doi.org/d26xqx>
- Hoskin, P. W. O. y Schaltegger, U. (2003). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53(1), 27-62 <https://doi.org/c8cvmj>
- Lago, M., Arranz E., Pocoví A., Galé C. y Gil-Imaz, A. (2004). *Geological Society of London, Special Publications*, 223(1), 465-490. <https://doi.org/b2dn89>
- López-Gómez, J., Alonso-Azcárate, J., Arche, A., Arribas, J., Barrenechea, J.F., Borrueal-Abadía, V., ... y Viseras, C. (2019). En: *The geology of Iberia: a geodynamic approach* (C. Quesada, y J.T. Oliveira, eds). Springer, Cham, 29-112. <https://doi.org/khzz>
- Ludwig K.R. (1998). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(4), 665-676. <https://doi.org/d46xjg>
- Ludwig, K.R. (2003). *User's manual for Isoplot 3.0 a Geochronological toolkit for Excel*. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 4 (71 pp.).
- Majarena, U., Lago, M., Galé, C., Esteban, J.J., García de Madinabeitia, S., y Gil-Imaz, A. (2017). *Geogaceta*, 61, 111-114.
- Majarena, U., Galé, C., Lago, M., Esteban, J.J., García de Madinabeitia, S. y Imaz, A. G. (2018). *Teruel: Revista del Instituto de Estudios Turolenses*, 95(1), 7-19.
- Majarena, U., Galé, C., Esteban, J.J., Lago, M. y Gil-Imaz, A. (2023). *Journal of Iberian Geology*, 49(1), 47-69. <https://doi.org/khzz>
- Pereira, M.F., Castro, A., Chichorro, M., Fernández, C., Díaz-Alvarado, J., Martí, J. y Rodríguez, C. (2014). *Gondwana Research*, 25(1), 290-308. <https://doi.org/f5kgbf>
- Perini, G. y Timmerman, M. J. (2008). *Geologica Acta*, 6(4), 335-344. <https://doi.org/khz2>
- Stacey, J.T. y Kramers, J.D. (1975). *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2), 207-221. <https://doi.org/frpd2n>
- Torres, J.A., Lago, M., Pocoví, A., y Carls, P. (1991). *Teruel: Revista del Instituto de Estudios Turolenses* 82(1), 7-38.
- Vermeesch, P. 2018. IsoplotR: *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479-1493. <https://doi.org/gd62tz>