

El magmatismo Pérmico Inferior de la Sierra de Pardos (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, Zaragoza): petrología y geoquímica

Lower Permian magmatism of Sierra de Pardos (Iberian Chain, Zaragoza): petrology and geochemistry

Urbez Majarena¹, Marceliano Lago¹, Carlos Galé¹, Jose Julián Esteban² y Sonia García de Madinabeitia³

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, España
urbezmajarena@gmail.com, mlago@unizar.es, carlos.gale@gmail.com

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

³ Servicios Generales de Investigación, Universidad del País Vasco (Universidad del País Vasco (UPU/EHU), apartado 644, 48080 Bilbao, España. sonia.gdm@ehu.es

ABSTRACT

The Sierra de Pardos magmatism comprises 6 isolated and small outcrops of calc-alkaline igneous rocks. They share similar geochemical characteristics with other outcrops of the Permian magmatism of the Iberian Chain. The composition of these outcrops is evolved, mainly rhyolites. One of the outcrops, namely Cerro Redondo, is bigger in size and more interesting due to its less evolved composition (dacites) and low degree of alteration.

U-Pb ages obtained in zircons and the geochemical study and barometric estimations in biotite indicate the presence of inherited mineral phases in these rocks. The origin of these phases can be related to a variscan granitic magma (301.0 ± 2.6 Ma) emplaced at 17.9 km depth. The dacitic calc-alkaline magma partially crystallised at 9.5 km depth and ascended to its subvolcanic emplacement level through the Pardos Fault during Lower Permian (285.4 ± 1.7 Ma).

Key-words: *Dacites, Magmatism, Lower Permian, Iberian Chain.*

RESUMEN

El magmatismo de la Sierra de Pardos, comprende un conjunto de 6 afloramientos de afinidad calco-alcalina y edad Pérmico Inferior con similares características geoquímicas al resto del magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica. Presentan composiciones muy evolucionadas (riolitas) y destaca la intrusión de Cerro Redondo por su composición menos evolucionada (dacitas), su menor grado de alteración y su relativa mayor extensión (0,17 km²).

Las dataciones por U-Pb en circon y el estudio químico y barométrico de las biotitas de esta intrusión, han permitido deducir la incorporación de minerales provenientes de un granitoide varisco ($301,0 \pm 2,6$ Ma) emplazado a unos 17,9 km de profundidad. El magma dacítico calco-alcalino cristalizó parcialmente a unos 9,5 km de profundidad y ascendió a favor de la falla de Pardos hasta su emplazamiento en condiciones subvolcánicas hace $285,4 \pm 1,7$ Ma.

Palabras clave: *Dacitas, Magmatismo, Pérmico Inferior, Cordillera Ibérica.*

Geogaceta, 61 (2017), 111-114
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Recepción: 6 de julio de 2016
Revisión: 3 de noviembre de 2016
Aceptación: 25 de noviembre 2016

Introducción

En el extremo suroriental de la Sierra de Pardos afloran un conjunto de pequeñas intrusiones de afinidad calco-alcalina y edad Pérmico (Fig. 1). Esta Sierra forma parte de un conjunto de alineaciones montañosas, de dirección NO-SE, constituidas por materiales cámbricos y ordovícicos, que conforman el sector suroccidental de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Sopeña y De Vicente, 2004).

De las intrusiones ígneas que afloran en la Sierra de Pardos, la de Cerro Redondo es la única de composición dacítica. El resto están formadas por riolitas muy alteradas con

características petrológicas similares a las que se encuentran en el cercano Macizo de Ateca (Lago *et al.*, 2004 y 2005).

Dentro del contexto del magmatismo calco-alcalino pérmico de la Cordillera Ibérica, el estudio de la intrusión de Cerro Redondo tiene un interés especial debido a sus características geométricas y a su modo de emplazamiento (Majarena *et al.*, 2017), controlado por un accidente tectónico de gran desarrollo vertical que facilitó una interacción del magma original con los materiales graníticos variscos, lo que ha sido puesto de manifiesto por la incorporación de fases minerales heredadas (biotitas y circones).

Geología del afloramiento

La intrusión de Cerro Redondo (Majarena *et al.*, 2017) está formada por un cuerpo de 680 m de largo y 300 m de anchura máxima. Su morfología general en planta es elipsoidal, elongada en dirección paralela a la estratificación y esquistosidad del encajante metasedimentario (NW-SE), aunque su contorno muestra ciertas irregularidades. Presenta una marcada estructuración interna, con numerosos pliegues fluidales y un bandeo composicional formado por planos subverticales con una disposición claramente ordenada y variaciones progresivas en su orientación, que evi-

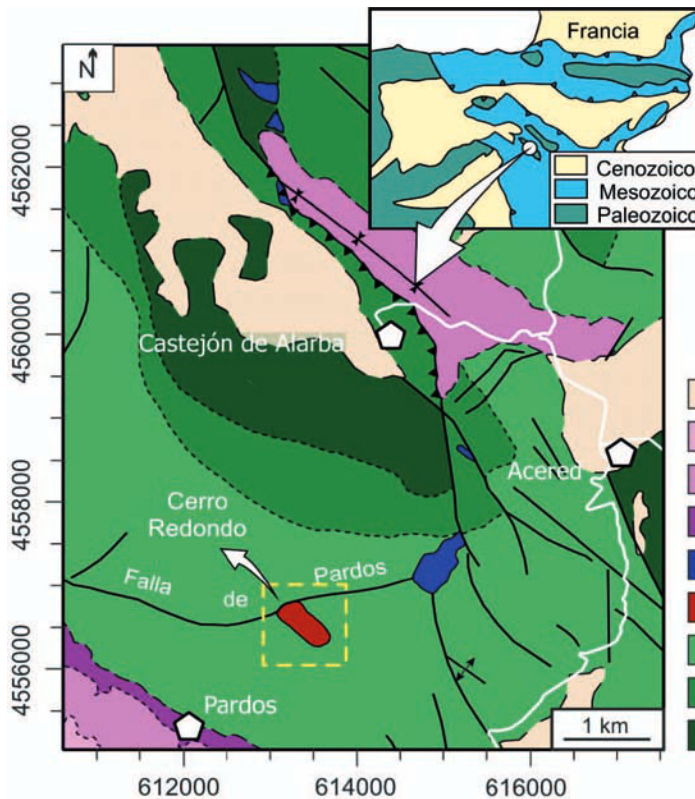


Fig. 1.- Mapa geológico de situación del magmatismo de la Sierra de Pardos. 1: Cámbrico Medio-Superior, 2: Cámbrico-Ordovícico Inferior, 3: Ordovícico Inferior, 4: Dacitas de Cerro Redondo, 5: Riolitas, 6: Facies Buntsandstein, 7: Facies Muschelkalk, 8: Facies Keuper, y 9: Cuaternario. Modificado de Gabaldón *et al.* (1980a y b). Ver figura en color en la Web.

Fig. 1.- Geological map of the Sierra de Pardos magmatism. 1: Middle-Upper Cambrian, 2: Cambrian-Lower Ordovician, 3: Lower Ordovician, 4: Cerro Redondo dacites, 5: Rhyolites, 6: Buntsandstein Facies, 7: Muschelkalk Facies, 8: Keuper Facies, 9: Quaternary. Modified from Gabaldón *et al.* (1980a and b). See color figure in the web.

dencian su modo de emplazamiento (Majarena *et al.*, 2017). En las proximidades a la falla de Pardos (sector NW), esta intrusión muestra una elevada concentración de enclaves de pizarra de la roca encajante.

Petrología

La intrusión de Cerro Redondo está formada por *dacitas porfídicas* (Fig. 2) con 45-65% de fenocristales de sanidina (30-40%), cuarzo (30-40%) y biotita (10-25%). La matriz (35-55%) es microcristalina y está formada por feldespatos parcialmente alterados. Son minerales accesorios el apatito, la monacita y el circón, siendo muy escaso el contenido en óxidos, como por ejemplo el rutilo.

Los fenocristales de feldespato son alotriomorfos, presentan un tamaño máximo de 3,1 mm y maclas de Carlsbad. Su alteración es variable, pudiendo llegar a estar reemplazados por fases secundarias (sericita, carbonatos y cuarzo).

Los cristales de cuarzo, especialmente en las rocas con mayor porcentaje de matriz, pre-

sentan una distribución bimodal: a) cristales alotriomorfos de mayor tamaño (unos 3 mm) y b) cristales más irregulares, con bordes angulosos y de menor tamaño (unos 2 mm).

La biotita también presenta una distribución bimodal. Por un lado, se reconocen cristales grandes (hasta 1,8 mm) y alotriomorfos. Aunque no presentan claras texturas reaccionales, sus bordes están alterados y sus planos de exfoliación algo separados. Por otra parte, hay una segunda población de cristales de menor tamaño (unos 0,5 mm), idiomorfos, tabulares, sin evidencias de alteración y, en muchas ocasiones paralelos al bandeo magmático, que definen una fábrica planar identificable a escala mesoscópica.

En las zonas más próximas al contacto, especialmente en las proximidades a la falla de Pardos (donde se encuentra una alta concentración de enclaves de pizarra) la matriz es vítrea, más abundante y presenta un bandeo fluidal. Estas características se atribuyen a un enfriamiento más rápido del magma.

Los enclaves de pizarra son muy angulosos, con tamaño variable (mm-cm),

no se encuentran orientados, y están asociados en ocasiones a texturas brechoides. Presentan bordes netos sin evidencias de reacción con el magma, lo que indica unas condiciones de baja presión y temperatura para el magma en su emplazamiento. La abundancia y el tamaño de los enclaves decrecen del borde al centro de la intrusión en una franja con escasos metros.

El resto de intrusiones de la Sierra de Pardos (Fig. 1) son riolitas porfídicas con textura hipocristalina de grano muy fino, en algunos casos con desarrollo fluidal acentuado. Constan de fenocristales de sanidina y cuarzo, dentro de una matriz criptocristalina rica en cuarzo muy alterada. La alteración de estas rocas (illita, caolinita, carbonatos y óxidos de hierro) es, en general, muy elevada. Una de las intrusiones tiene mineralizaciones de turmalina rica en Fe (chorlo). Por otra parte, en estas intrusiones también resulta frecuente la presencia de una elevada concentración de enclaves de pizarra en las zonas de borde, con las mismas características que los presentes en Cerro Redondo.

Química mineral

El estudio de la química mineral se ha llevado a cabo en base a más de 450 análisis de microsonda electrónica JEOL JXA-8900M en 6 muestras de las dacitas de Cerro Redondo. Los análisis se han realizado en el Centro Nacional de Microscopía Electrónica (UCM, Madrid).

Los feldespatos presentan un rango composicional, relativamente uniforme, (Fig. 3). Las variaciones composicionales del centro al borde de los cristales son escasas. Esta relativa uniformidad y la ausencia de

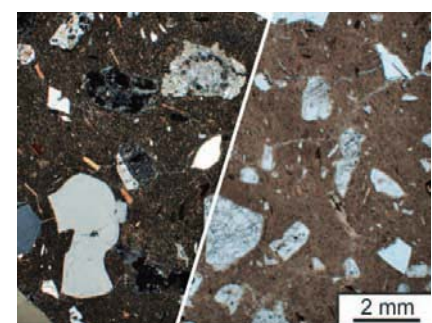


Fig. 2.-Aspecto al microscopio de las dacitas subvolcánicas en nicolos cruzados (izquierda) y paralelos (derecha). Ver figura en color en la Web.

Fig. 2.- Microphotograph of the studied dacites in cross polars (left) and parallel polars (right). See color figure in the web

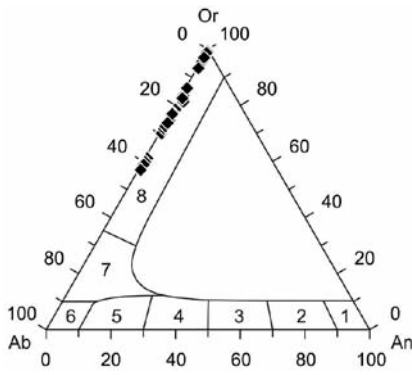


Fig. 3.- Diagrama de clasificación de los feldespatos. 1: anortita, 2: bytownita, 3: labradorita, 4: andesina, 5: oligoclasa, 6: albita, 7: anortoclasa y 8: sanidina.

Fig. 3.- Classification diagram of feldspars. 1: anorthite, 2: bitownite, 3: labradorite, 4: andesine, 5: oligoclase, 6: albite, 7: anorthoclase and 8: sanidine.

plagioclasas cálcicas indican una baja fraccionación dentro de un magma de composición muy evolucionada.

Las biotitas estudiadas comprenden dos grupos composicionales bien definidos según sus contenidos en Fe, Mg, Al y Ti. La población mayoritaria es calco-alcalina y la minoritaria más rica en Al (Fig. 4).

La biotita es el único mineral que controla los contenidos de Fe y Mg en estas rocas de composición evolucionada, y la presencia de dos tipos de biotitas sugiere su formación a partir de dos magmas distintos. Esto podría ser explicado por la incorporación de biotitas heredadas de un granitoide, en el magma dacítico.

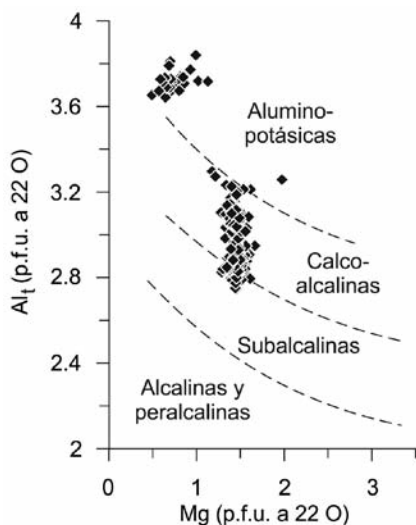


Fig. 4.- Diagrama de clasificación de las biotitas según Nachit et al. (1985).

Fig.4.- Biotite classification diagram of Nachit et al. (1985).

La alta similitud composicional de ambos magmas debió permitir la conservación de las fases heredadas.

Respecto a los minerales accesorios, todos los circones muestran un zonado concéntrico. Sin embargo, únicamente algunos presentan valores relativamente elevados de P_2O_5 (2-17%), Y_2O_3 (2-17,5%) y HfO_2 (1-3%) y sus relaciones Hf/Zr (17-39) y P/Hf (2-10) sugieren que podrían ser heredados (aunque para verificar esta hipótesis es necesario realizar un mayor número de análisis). La monacita presenta valores altos en La (0-16%), Ce (0-30%), Th (0-8%) y Nd (0-14%). El apatito presenta un destacado contenido en Cl y muy escaso en F y OH.

Geobarometría

Se ha aplicado el geobarómetro de Uchida et al. (2007) para biotitas. Los resultados comprenden dos grupos de presiones claramente diferenciados que coinciden con los grupos composicionales identificados y que muestran, en ambos casos, una distribución normal gaussiana (Fig. 5). El primer grupo corresponde a valores que varían entre 1,8 y 3,5 kbar, y el segundo entre 4,5 y 5,1 kbar. La mediana es de 2,5 kb para el primer grupo y de 4,7 kb para el segundo. Considerando una densidad media para la corteza terrestre de 2700 kg/m³, estos valores equivalen a la presión litostática presente a 9,5 y 17,9 km de profundidad respectivamente.

Geoquímica

Se han analizado 7 dacitas en Cerro Redondo y 1 riolita localizada al W de Acered (Fig. 1) mediante ICP-OES e ICP-MS, en el Laboratorio SGIker-Geochronology and Isotopic Geochemistry de la Universidad del País Vasco. Su clasificación se muestra en la figura 6.

La composición en elementos traza de estas rocas (Fig. 7A) es muy similar en todas las muestras. No obstante se observa una variabilidad en el contenido en Ba y Sr debida a la fraccionación de los feldespatos (Fig.3) y en U por la variabilidad en el contenido en circón. Por otra parte, la riolita analizada y una muestra del borde de la intrusión de Cerro Redondo presentan ciertas diferencias con el resto de las muestras en su contenido en Ti, LREE y Eu (Fig. 7B), coherente con la menor proporción de biotita y minerales accesorios (monacita y circón) y la

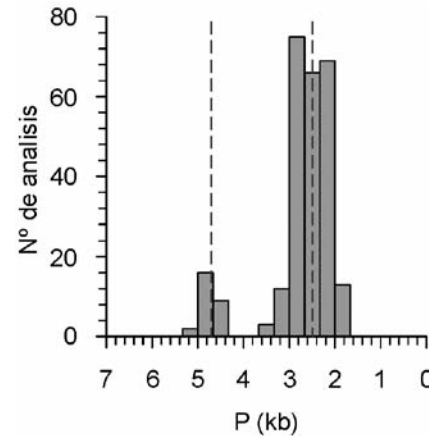


Fig. 5.- Histograma de presiones de cristalización de las biotitas obtenidas por el geobarómetro de Uchida et al. (2007). Las líneas discontinuas indican la posición de la mediana en las dos poblaciones identificadas.

Fig. 5.- Histogram of biotite crystallisation pressures calculated with the geobarometer of Uchida et al. (2007). The dashed lines indicate the position of the median in the two population identified.

fraccionación de los feldespatos, respectivamente.

Su composición es similar a la del resto del magmatismo pérmico calco-alcálido de la Cordillera Ibérica, dentro del cual presenta los valores más elevados en elementos incompatibles (Fig. 7), de acuerdo a su carácter altamente evolucionado dentro de este magmatismo. La relación Nb/Y y las anomalías negativas en Nb, Ti, y Sr, y valores destacados en Rb, K, Th y U, constatan la naturaleza calco-alcalina del magmatismo estudiado.

Edad

Se han obtenido edades isotópicas en circones de dos muestras de la intrusión de Cerro Redondo mediante el método U-Pb

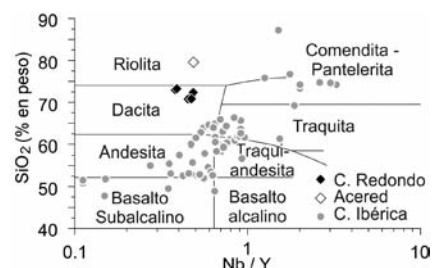


Fig. 6.- Clasificación de las rocas según el diagrama SiO_2 vs Nb/Y de Winchester y Floyd (1977) para rocas volcánicas antiguas. Datos de la Cordillera Ibérica de Lago et al. (2004) y referencias que contiene.

Fig. 6- SiO_2 vs Nb/Y classification diagram of the studied rocks. Data of Iberian Chain samples from Lago et al. (2004) and references therein.

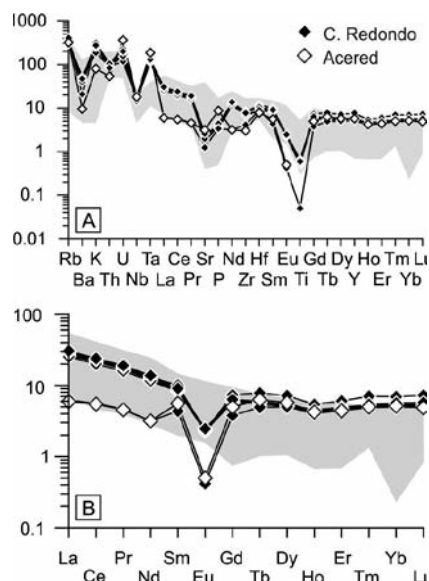


Fig. 7.- Diagrama multielemental (A) y de Tierras Raras (B), normalizados frente al manto primitivo de McDonough y Sun (1995). Las zonas en gris indican las composiciones de la Cordillera Ibérica de Lago *et al.* (2004) y referencias que contiene.

Fig. 7.- Multielemental (A) and REE (B) diagrams normalised to primitive mantle of McDonough and Sun (1995). Grey zones are data of Iberian Chain samples, from Lago *et al.* (2004) and references therein

(LA-ICP-MS, Laboratorio SGiker-Geochronology and Isotopic Geochemistry de la Universidad del País Vasco). Los 44 análisis efectuados reflejan dos edades: $301,0 \pm 2,6$ Ma (Gzheliense, Carbonífero superior) y $285,4 \pm 1,7$ Ma (Artinskiense, Pérmico Inferior).

La existencia de dos edades diferentes en los circones indica la presencia de circones heredados. La primera de ellas, corresponde a la edad de cristalización de los circones heredados (Carbonífero Superior) y la segunda, a la edad atribuible a este magmatismo (Pérmico Inferior).

Discusión y conclusiones

El magmatismo de la Sierra de Pardos está formado por dacitas y riolitas de afinidad calco-alcalina. Su afinidad y composición de elementos traza concuerdan con los del magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica, dentro del cual representa los términos más evolucionados.

Las riolitas y algunas de las muestras del borde de la intrusión de Cerro Redondo presentan diferencias petrográficas y composicionales con respecto al resto de las dacitas de Cerro Redondo. Estas diferencias son atribuibles a la variabilidad de su aso-

ciación mineral y a la fraccionación de los feldespatos.

Petrográficamente se identifican dos poblaciones de cristales de cuarzo y biotita, que sugieren su origen distinto. Además, estas dos poblaciones de biotita presentan una composición diferente. La población mayoritaria es calco-alcalina y la estimación barométrica sugiere una profundidad de formación de 9,5 km. La segunda población, minoritaria, es más rica en Al y su formación se estima a una profundidad de 17,9 km.

La edad más reciente obtenida en los circones estudiados es $285,4 \pm 1,7$ Ma (Artinskiense, Pérmico Inferior), correspondiente al emplazamiento de este magmatismo. Esta edad es coherente con el resto de edades obtenidas en otros afloramientos para el magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica (Hernando *et al.*, 1980; Conte *et al.*, 1987; Perini y Timmerman, 2008).

La edad de $301,0 \pm 2,6$ Ma (Gzheliense, Carbonífero Superior) se atribuye a circones heredados y coincide con las edades de granitoides variscos del Pirineo (Arranz y Lago, 2004) y del Batolito de Ávila (Bea *et al.*, 2004).

Todos estos datos permiten interpretar la incorporación de minerales de granitoides variscos de unos 17,9 km de profundidad al magma dacítico. Este magma pudo iniciar su cristalización en una cámara de unos 9,5 km y ascendió preferentemente a favor de una falla tardihercínica hasta su emplazamiento en condiciones subvolcánicas hace $285,4 \pm 1,7$ Ma.

La presencia en profundidad de granitoides variscos inferida en este estudio, es coherente con la frecuente presencia de xenolitos graníticos, en otras intrusiones del magmatismo Pérmico de la Cordillera Ibérica (Lago *et al.*, 2004 y 2005).

Agradecimientos

A Andrés Gil Imaz (Universidad de Zaragoza), por la revisión crítica del manuscrito y su colaboración en todos los aspectos tectónicos y estructurales de este trabajo.

A Alfredo Larios (CNME, UCM) por su colaboración en los análisis de Microsonda Electrónica.

A David Orejana y Maritxell Aulinas, así como al editor Manuel Díaz, por las sugerencias realizadas, las cuales han permitido mejorar la versión inicial del documento.

Los autores agradecen el apoyo técnico y humano de los SGiker (UPV/EHU, MINECO, GV/EJ, FEDER y FSE).

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el Grupo de Investigación Geotransfer del Gobierno de Aragón.

Referencias

- Arranz, E. y Lago, M. (2004). En: *Geología de España* (Vera, J.A., ed.), 3,3.3.3, 263-266. Sociedad Geológica de España – IGME.
- Bea, F., Villaseca, C. y Bellido, F. (2004). En: *Geología de España* (Vera, J.A., ed.), 2.4.4.4, 101-110.
- Conte, J. C., Gascón, F., Lago, M. y Carls, P. (1987). *Boletín Geológico y Minero* 98 (4), 460-470
- Gabaldón, V., Del Olmo, P. y Portero, J.M. (1980a): *Mapa geológico de España 1:50.000, hoja n° 464 (Used) y memoria*. IGME, Madrid. 74 p.
- Gabaldón, V., Hernández, A., Del Olmo, P. y Aragonés, E. (1980b): *Mapa geológico de España 1:50.000, hoja n° 437 (Ateca) y memoria*. IGME, Madrid. 67 p.
- Hernando, S., Schott, J.J., Thuizat, R. y Montigny, R. (1980). *Sciences Géologiques Bulletin* 33, 110-128.
- Lago, M., Arranz, E., Pocovi, A., Galé, C. y Gil-Imaz, A. (2004). En: *Permo-Carboniferous magmatism and rifting* (M. Wilson, E.R. Neumann, G. Davies, M. Timmermann, M. Heeremans y B.T. Larsen, Eds.). Geological Society of London Special Publication 223, 465-491.
- Lago, M., Gil, A., Arranz, E., Galé, C. y Pocovi, A. (2005). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 229 (1-2), 83-103.
- Majarena, U., Gil Imaz, A., Lago, M. y Galé, C. (2017). *Geogaceta*, 61 (119-122).
- McDonough, W.F. y Sun, S.S. (1995). *Chemical Geology* 120, 223-253.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M. y Carron, J.P. (1985). *C.R.Acad. Sc.Paris* 301, II, 11, 813-818.
- Perini, G. y Timmerman, M.J. (2008). *Geologica Acta* 6, 335-344
- Sopeña, A. y De Vicente, G. (2004). *Subdivisiones de las Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana*. En: *Geología de España* (Vera J.A. ed.). Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 467-469.
- Uchida, E., Endo, S. y Makino, M. (2007). *Resource Geology* 57, 1, 47-56.
- Winchester, M.A. y Floyd, P.A. (1977). *Chemical Geology* 20, 325-343.