

EL VOLCANISMO DE NUEVALOS (ZARAGOZA): SITUACION MORFOESTRUCTURAL Y EDAD

M. Hoyos *, P.-Y. Gillot **, E. Sanz *, V. Soler ***, S. Sánchez-Moral * y J. C. Cañaveras ****

RESUMEN

Los afloramientos volcánicos de Nuévalos se sitúan dentro del contexto morfoestructural de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica que constituye el borde occidental de la Cuenca de Calatayud. Este trabajo aporta evidencias morfoestructurales y radiométricas (K/Ar) que descartan la supuesta edad neógena atribuida a estos materiales por diversos autores. Los datos morfoestructurales demuestran una edad anterior al Oligoceno superior, mientras que las dataciones efectuadas por el método de K/Ar concretan esta edad en $183 \pm 2,6$ Ma (Jurásico inferior).

Palabras clave: *Volcanismo, Jurásico inferior, Morfoestructura, K/Ar, Cuenca de Calatayud.*

ABSTRACT

The volcanic outcrops of Nuevalos are located in the Rama Castellana morphostructural domain of the Iberian Range, which constitutes the western margin of the Calatayud Basin. This work presents morphostructural and radiometric (K/Ar) evidences which argues against the age previously proposed by other authors. Morphostructural data indicate an age earlier than Upper Oligocene, and K-Ar dating fixes this age at 183 ± 2.6 My (Lower Jurassic).

Key words: *Lower Jurassic, volcanism, morphostructure, K/Ar, Calatayud Basin.*

Introducción

Las rocas volcánicas de Nuévalos se sitúan en materiales paleozoicos (cuarcitas y pizarras del Tremadoc) pertenecientes a la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, que constituyen en esta zona buena parte del borde occidental de la Cuenca de Calatayud.

La similitud de características petrológicas y geoquímicas de estas rocas con los basaltos de Campo de Calatrava llevó a Quiroga (1885) a atribuir una edad terciaria al volcanismo de Nuévalos. Más recientemente, Ancochea *et al.* (1987) basándose también en similitudes petrológicas y geoquímicas entre las rocas volcánicas de Campos de Calatrava, Cofrentes, y Nuévalos, rechazan cualquier tipo de relación de este último con los eventos volcánicos pérmicos y mesozoicos, tan abundantes en la Cordillera Ibérica. Del mismo modo, atribuyen su génesis

a un período distensivo que tiene lugar en esta región a partir del Mioceno medio en relación con el origen de la Cuenca Valenciana (Alvaro *et al.*, 1979), con el que también aparece relacionado el volcanismo Plio-Cuaternario de Cofrentes.

La edad neógena propuesta por Ancochea *et al.* (1987), se corresponde con la mayor parte del intervalo temporal de relleno de las cuencas de Calatayud y Almazán, ambas colindantes con la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. La existencia de un evento volcánico neógeno en uno de los bordes de la Cuenca de Calatayud constituiría un fenómeno determinante en la evolución del relleno sedimentario de esta fosa. Sin embargo, hasta ahora, no se han encontrado evidencias de esta actividad volcánica ni en los depósitos del Mioceno medio-superior, ni en los Plio-Cuaternarios de ambas cuencas, hacia las que drenaba esta parte del relieve durante el Neógeno. El objetivo de este trabajo es datar los materia-

* Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

** Dpto. Scien. de la Terre. Université Paris Sud. Batiment 504. 91405 Orsay Cedex.

*** Instituto de Productos Naturales. CSIC. 38206 La Laguna. Tenerife.

**** Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante. Campus de San Vicente de Raspeig. 03690 Alicante.

les volcánicos, tanto basándose en sus relaciones morfoestructurales como aplicando técnicas radiométricas (K/Ar). Los nuevos datos aportados permiten descartar la existencia de volcanismo asociado a la apertura de la Cuenca de Calatayud, ya que el contexto morfoestructural de los afloramientos volcánicos descarta ubicar este volcanismo dentro del intervalo Mioceno medio-Plio/Cuaternario, situándolo en una edad anterior al Oligoceno superior, ya que los materiales volcánicos están cortados por dos superficies de erosión (S_1 y SEFCI o S_2), la primera anterior a la apertura de la cuenca. Además en el caso de tener una edad Plio/Cuaternaria los materiales volcánicos tendrían que encontrarse sobre la superficie S_2 y no cortados por ella.

Los afloramientos volcánicos

Quiroga (1885) ubica los afloramientos de rocas volcánicas a unos 5 km al ENE de Nuévalos, en el paraje denominado Carravilla casi en sus confines con la paridera de Barbaneda, en el tercio superior de la vertiente oriental de un cerro, a una altura de 860 m sobre el nivel del mar. Dicho cerro, según el corte geológico de este autor, puede identificarse en los mapas actuales con el cerro de la Dehesa Boyal de 924 m de altura, alargado en dirección SE-NO y de cumbre aplanada, aunque en su ladera oriental no se ha encontrado ningún afloramiento de rocas volcánicas. Por su parte Ancochea *et al.* (1987) sitúan los afloramientos en el tercio superior de la ladera oriental de un pequeño cerro de 880 m de altura, alargado, paralelo e inmediato al anterior por el Este, también con la superficie aplanada, separado del anterior por una estrecha vaguada cabecera de un barranco.

En el lugar marcado por Ancochea *et al.* (1987) se han localizado cinco afloramientos de basaltos en una extensión de unos 500 m de largo por 150 de ancho, repartidos por la cumbre y la parte alta de la ladera septentrional del cerro alargado de dirección NO-SE. Dicho cerro está constituido por cuarcitas y pizarras ordovícicas del Tremadoc (IGME, 1983), fuertemente plegadas y fracturadas, con buzamientos entre 90° y 60° ; los afloramientos basálticos se encuentran enclavados y atravesando dichos materiales cuarcíticos.

En general, los afloramientos están mal conservados, siendo la morfología de los mismos ovalada o circular de escaso diámetro (5-6 m máximo), observándose mejor en los afloramientos situados en la cumbre del cerro. En uno de ellos es apreciable, parcialmente y con morfología de arco, el contacto entre basaltos y cuarcitas, encontrándose estas últimas rubefactadas y enriquecidas en óxidos de hierro

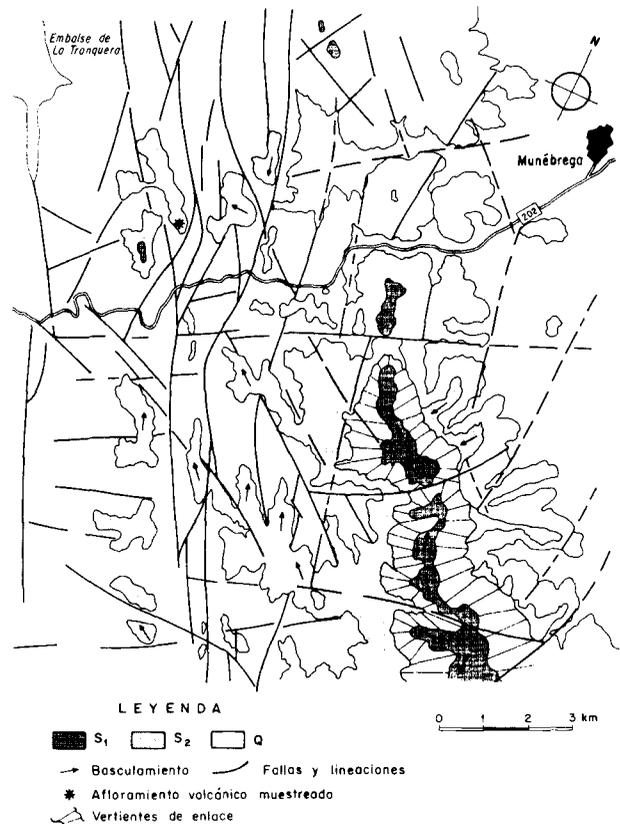


Fig. 1.—Esquema morfoestructural de la zona del volcanismo. S_1 = superficie erosión antigua. S_2 = superficie de erosión Ruscinense o SEFCI. Q = cuaternario indiferenciado. * = situación del afloramiento muestreado.

en forma de aureola de unos 20-30 cm de espesor, disminuyendo paulatinamente desde el contacto hacia el interior del encajante. Estos afloramientos corresponden con restos de conductos volcánicos eferentes (Ancochea *et al.*, 1987), que atraviesan las cuarcitas, quedando cortados conjuntamente por la erosión. Los afloramientos existentes a menor cota, en la ladera del cerro, corresponden igualmente a restos de chimeneas, que han quedado al descubierto por procesos erosivos posteriores relacionados con el encajamiento cuaternario de la cabecera del barranco, encontrándose en algún caso cubiertos por una ligera capa de derrubios, lo que dificulta su localización.

La ocasional presencia de cantos basálticos en los depósitos de fondo de la cabecera del valle, aguas arriba de los afloramientos citados, demuestra la probable existencia de algún afloramiento adicional hacia el NO, aunque no ha sido localizado. En todo el entorno no se observan otros restos de actividad volcánica (edificios, coladas, acumulaciones piroclásticas, etc.), excepto los citados.

Relaciones morfoestructurales

El sector de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica comprendido entre las localidades de Nuévalos y Munébrega, está formado por un basamento paleozoico (Cámbrico y Ordovícico) constituido por cuarcitas, areniscas y pizarras fuertemente plegadas en dirección NO-SE. Por el E, adosado al paleozoico, en contacto por falla, mecanizado o discordante, se encuentran los materiales detrítico-carbonatados de la cobertera mesozoica (Triásico y Cretácico), buzando por lo general hacia el SO. Todo el conjunto mesozoico-paleozoico aparece muy fracturado según las directrices principales de zócalo NO-SE y NE-SO, en muchos casos reactivadas durante el Neógeno, al que se le asocian fallas normales neógenas-cuaternarias de direcciones N-S a NNE-SSO (fig. 1).

En este mismo sector, entre las localidades de Nuévalos y Munébrega, se conservan retazos de dos superficies de erosión terciarias desarrolladas sobre los materiales paleozoicos y mesozoicos citados. Estas superficies corresponden a aplanamientos que afectan a las partes altas de los relieves, erosionados y basculados a favor de las directrices de fallas indicadas:

La primera superficie y más antigua, está asociada a los relieves paleozoicos que configuran un cordal alineado NO-SE que forma la divisoria de aguas entre las cuencas de Calatayud y Almazán. Esta superficie se encuentra muy degradada, quedando representada por pequeños replanos y hombreras que enlazan con algunas elevaciones residuales de cotas ligeramente superiores, formando en conjunto la línea de cumbres de estos relieves (fig. 1).

Todo el conjunto se encuentra basculado hacia el NO, descendiendo desde cotas de 1.100 m en el entorno del relieve residual de La Florida (1.109 m) a 955 m en las proximidades de la carretera comarcal 202 (Munébrega-Nuévalos), si bien se observan desnivelamientos locales en bloques. La parte alta del cerro de la Dehesa Boyal (924 m) corresponde a uno de los restos de esta superficie. Una primera fase del basculamiento generalizado de esta superficie hacia el NO es previo a la generación de la segunda superficie, mientras que una segunda fase de basculamiento hacia el NO afectaría a ambas.

Tanto los restos de esta superficie como los relieves que sobresalen se corresponden conceptualmente con la superficie de erosión S_1 de Gracia *et al.* (1988) ya que se trata de la más antigua de la zona, aunque estos autores incluyen globalmente los retazos de superficie citados en lo que denominan esta superficie de erosión inmediatamente previa a la apertura de las cuencas intraibéricas, aso-

ciadas a la fase tectónica distensiva del Mioceno inferior/medio (Simón, 1984). Sin embargo, durante este período, la Cuenca de Calatayud-Daroca ya se encontraba perfectamente estructurada como muestran las facies lacustres-palustres y terrígenas que contienen el conjunto de yacimientos del Mioceno inferior/medio de este sector, desde el yacimiento de Navarrete del Río atribuido al Ramblense inferior, hasta los de Villafeliche del Aragonense inferior/medio (Van der Meulen y Daams, 1992). Por otra parte, los 1.170 m sedimentos detríticos, carbonatados y sobre todo salinos detectados en el sondeo de Cifuentes, paraje próximo a Paracuellos de Jiloca (Marín, 1932), quedan estratigráficamente situados bajo los yacimientos de Ateca III (MN 3), Valtorres y Munébrega (MN 4), lo que necesariamente conlleva la apertura e inicio del relleno de la cuenca a una fase tectónica distensiva intrapaleógena. Por tanto, la génesis de esta superficie S_1 debe ser previa, al menos, al Oligoceno superior (fig. 1).

La segunda superficie de erosión queda encajada en la anterior, conservándose retazos, más extensos y mejor representados en El Monte-La Florida-Las Cumbres. También, se presentan basculados en bloques hacia el N y NO, descendiendo desde los 960 m al ENE de Monterde a 880-890 en la Dehesa Boyal, en el lugar de los afloramientos volcánicos (fig. 1).

Esta superficie es sincrónica con las últimas etapas de colmatación tanto de la Cuenca de Calatayud como de la de Almazán, siendo conocida desde antiguo como Penillanura Fundamental de la Meseta (Solé Sabaris y Llopis, 1952). Posteriormente ha sido denominada Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (SEFCI) por Peña *et al.* (1984), o superficie S_2 por Gracia *et al.* (1988) (fig. 1).

De forma genérica, a esta superficie se le atribuyó inicialmente una edad fini-Pliocena y posteriormente una edad variable intra-Pliocena, en función de la edad de la superficie estructural del techo del relleno de cada cuenca terciaria de la Cordillera Ibérica, con la que enlazaría.

En el sector de estudio, la SEFCI es correlativa con la colmatación de las cuencas de Calatayud y Almazán. La colmatación de la primera se produce con la sedimentación del techo de los depósitos fluvio-lacustres carbonatados de la Unidad superior, datados como Plioceno inferior (Rusciniense) (IGME, 1983; Hoyos y López Martínez, 1985; López Martínez *et al.* 1987; Calvo *et al.*, 1993). Por otra parte, Meléndez (1979) pone de manifiesto la similitud y correspondencia de facies al final del relleno de las cuencas de Calatayud y Almazán.

En resumen, el aplanamiento de la superficie del cerro de la Dehesa Boyal corresponde con restos de

la S_1 , mientras que la superficie del cerro de los afloramientos volcánicos pertenece a restos de la SEFCI (S_2), aunque los materiales que constituyen dicho cerro también fueron afectados previamente por la S_1 . Por tanto, los materiales volcánicos han sido cortados por el desarrollo de ambas superficies, por lo que necesariamente tienen que ser anteriores al Oligoceno superior.

Datación K/Ar

En el afloramiento volcánico mejor conservado de la parte alta del cerro, se extrajo un grueso bloque basáltico, de cuya parte más interna fue tomada una muestra de roca fresca para su datación por el método de K/Ar.

Los resultados analíticos obtenidos por Absorción Atómica en la muestra de la roca datada presenta evidentes similitudes con los resultados analíticos de Ancochea *et al.* (1987), siendo su composición elemental expresada en porcentaje en óxidos la siguiente:

Tabla 1.—Análisis químico del basalto de Nuévalos

SiO ₂	43,70
TiO ₂	1,93
Al ₂ O ₃	9,42
Fe ₂ O ₃	6,03
FeO	7,66
MnO	0,23
MgO	14,71
CaO	8,31
Na ₂ O	0,88
K ₂ O	1,05
P ₂ O ₅	0,96
H ₂ O	4,91
Total	99,79

Las medidas de Potasio/Argón se han efectuado sobre la matriz de una muestra fresca y masiva de lava. Esta fue seleccionada mediante líquidos densos (diyodometano diluido con acetona) y separador magnético. La concentración de K₂O se ha determinado por absorción atómica, utilizándose como referencia patrones de similar composición química (Gillot *et al.*, 1992); estos análisis tienen una precisión de $\pm 1\%$. El contenido de argón radiogénico se ha determinado mediante la técnica de doble comparación con el argón atmosférico (Cassignol y Gillot, 1982; Gillot y Cornette, 1986). Esta técnica, encaminada a la detección de concentraciones muy bajas de argón radiogénico, se muestra muy útil en la datación de rocas recientes así como en el análisis de pequeñas cantidades de minerales puros seleccionados. Las medidas de

argón se llevaron a cabo sobre partes alícuotas de 50 mg. Como material de referencia para el calibrado se ha utilizado el GI-O con valores publicados de $6,679 \times 10^{14}$ at. rad. $^{40}\text{Ar g}^{-1}$ (Odin, 1982); finalmente el cálculo de edad se ha realizado con el ICC (Steiger y Jaeger, 1977). Los resultados obtenidos son los siguientes:

Muestra	K %	^{40}Ar %	(at.g. ⁻¹)	edad $\pm 2\sigma$ (Ma)
Nv-2001	0,942	68,57	$1,90 \times 10^{14}$	$183,5 \pm 2,6$

Esta edad sitúa el volcanismo de Nuévalos en el Jurásico, a techo del Toarciense, próximo al límite Jurásico inferior/medio.

Conclusiones

La datación por K/Ar de las rocas volcánicas de Nuévalos proporciona una edad de $183,5 \pm 2,6$ Ma (Jurásico inferior), aunque la petrología y composición geoquímica no presente similitudes con las características de los eventos volcánicos mesozoicos de la Cordillera Ibérica (Ancochea *et al.*, 1987). Tanto la edad obtenida como los argumentos morfoestructurales contradicen los razonamientos petrológicos y geoquímicos que llevaron a Quiroga (1885) y Ancochea *et al.* (1987) a situar estas rocas en el Terciario.

Independientemente de la edad obtenida, el contexto morfoestructural de los afloramientos volcánicos descarta ubicar este volcanismo dentro del intervalo Mioceno medio-Plio/Cuaternario, sino en una edad anterior al Oligoceno superior, ya que los materiales volcánicos están cortados por las dos superficies, S_1 y SEFCI o S_2 . Además en el caso de tener una edad Plio/Cuaternaria los materiales volcánicos tendrían que encontrarse sobre la superficie S_2 y no cortados por ella.

Teniendo en cuenta la edad jurásica de las rocas volcánicas, las etapas erosivas mayores correspondientes con la generación de las dos superficies de erosión citadas (S_1 y S_2) y la erosión del relieve habida entre ambos eventos, constituyen argumentos suficientes para explicar que no se hayan conservado en la zona restos de coladas volcánicas, edificios, u otros restos volcánicos. Por el contrario, éstos se conservan y son perfectamente reconocibles en el Campo de Calatrava y en Cofrentes, así como en otras zonas volcánicas neógenas. Asimismo, tampoco se ha registrado la presencia de evidencias volcánicas en los registros sedimentarios neógenos de las cuencas de Calatayud y Almazán.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado dentro del proyecto PB95-0112 «La influencia de las karstificaciones tempranas y el clima en los sistemas deposicionales y en la paleogeografía del Neógeno de la Cuenca de Calatayud».

Referencias

- Alvaro, M., Capote, R., y Vegas, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hispánica*, 14, 172-177.
- Ancochea, E., Muñoz, M., y Sagredo, J. (1987). Las rocas volcánicas neógenas de Nuévalos (provincia de Zaragoza). *Geogaceta*, 3, 7-10.
- Calvo, J. P., Daams, R., Morales, J., López-Martínez, N., Agustí, J., Anadón, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Cívís, J., Corrochano, A., Díaz-Molina, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Martín Suárez, E., Martínez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Pérez-García, A., Pérez-González, A., Portero, J. M., Robles, F., Santisteban, C., Torres, T., Van der Meulen, A., Vera, J. A., y Mein, P. (1993). Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. España*, 6, 29-41.
- Cassignol, C., y Guillot, P.-Y. (1982). Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental groundwork and applications. En: *Numerical Dating in Stratigraphy*. (G. S. Odin, edit.), Wiley and Sons, New York, 151-164.
- Gillot, P.-Y., y Cornette, Y. (1986). The Cassignol technique for potassium argon dating, precision and accuracy: examples from the late Pleistocene to recent volcanics from Southern Italy. *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect)*, 69, 205-222.
- Gillot, P.-Y., Cornette, Y., Max, N., y Floris, B. (1992). Two reference materials, trachytes MDO-G and argon dating (K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) of Pliocene and Holocene rocks. *Geostandar Newsletters*, 16, 55-60.
- Gracia, J., Gutiérrez, M., y Leranoz, B. (1988). Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 135-142.
- Hoyos, M., y López Martínez, N. (1985). Iberic Depression. En: *Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps*. (F. F. Steininger, J. Senes, K. Kleemann, y F. Rögl. edit.), 1, 19.
- IGME (1983). Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 437 Ateca.
- López Martínez, N., Agustí, J., Cabrera, L., Calvo, J. P., Cívís, J., Corrochano, A., Daams, R., Díaz, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Martínez, J., Morales, J., Portero, J. M., Robles, F., Santisteban, C., y Torres, T. (1987). Approach to the Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Ann. Inst. Geol. Publici Hungarici*, 70, 383-391.
- Marín, A. (1932). Sondeos de investigación de sales potásicas. *Boletín de Sondeos*, T3, primer fasc.
- Odin, G. S., y 35 cols. (1982). Interlaboratory standards for dating purposes. En: *Numerical dating in stratigraphy*. (G. S. Odin, edit.), Wiley and Sons, New York, 123-150.
- Peña, J. L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M. J., Lozano, M. V., Rodríguez, J., Sánchez, M., Simón, J. L., Soriano, M. A. y Yetano, L. M. (1984). *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses. Excma. Diputación Provincial de Teruel, 149 págs.
- Quiroga, F. (1885). Limburgita de Nuévalos (Zaragoza). *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 14, 75-93.
- Solé Sabaris, L., y Llopis, N. (1952). *Geografía de España y Portugal*. Montaner y Simón, Barcelona, 492 págs.
- Steiger, R. H., y Jaeger, E. (1977). Convenio on the use of decay constants in geo-and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36, 359-362.
- Van der Meulen, A. J., y Daams, R. (1992). Evolution of Early-Middle Miocene rodent faunas in relation with long term palaeoenvironmental changes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 93, 227-253.

Recibido el 26 de febrero de 1998.
Aceptado el 20 de mayo de 1998.