

Mag|ber

REUNIÓN DE LA COMISIÓN DE PALEOMAGNETISMO
DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

MAGIBER X
Valle del Grío

**14, 15 y 16 de septiembre de
2017**



REUNIÓN DE LA COMISIÓN DE PALEOMAGNETISMO
DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

MAGIBER X

REUNIÓN DE LA COMISIÓN DE PALEOMAGNETISMO
DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

MAGIBER X

Valle del Grío

14, 15, 16 de septiembre de 2017



UNIVERSIDAD
DE BURGOS



Instituto Universitario de Investigación
en Ciencias Ambientales
de Aragón
Universidad Zaragoza

© Los Autores

1ª edición. Zaragoza, 2017.

Edita: Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales (IUCA). Universidad de Zaragoza

ISBN: 978-84-16723-40-9

Imprime: Servicio de Publicaciones, Universidad de Zaragoza

Dep. Legal: Z 1023-2017

Portada y contraportada: Transecto SO-NE (de izquierda a derecha) en el sector de Tobed.

Elisa Sánchez Moreno

| Jueves, 14 de Septiembre | | |
|--------------------------|---|------|
| Hora | Autor/Título | pag. |
| 16:00 | Á. Carrancho, Á. Herrejón Lagunilla, A. Goguichaishvili, J. Cuenca, V. Soler - Datación arqueomagnética de dos hogares de la cueva nº 6 de Risco Caído (Artenara, Gran Canaria) | 1 |
| 16:15 | Á. Herrejón Lagunilla, J. J. Villalaín, C. Alonso, J. Jiménez Echevarría, S. Torres López, E. M. Sánchez Moreno, Á. Carrancho - Estudio arqueomagnético en un horno del alfar medieval de la ciudad de Burgos | 4 |
| 16:30 | M. Rivero-Montero, M. Gómez-Paccard, D. Kondopoulou, F.J. Pavón-Carrasco - Variaciones rápidas de la intensidad del campo geomagnético en el Mediterráneo: caracterización a partir de yacimientos del Bronce final y de cerámicas finas tardoromanas | 15 |
| 16:45 | E. M. Sánchez-Moreno, M. Calvo-Rathert, A. Goguitchaichvili, P. Camps, J. Morales, G. T. Vashakidze, V. A. Lebedev - Determinación de paleointensidades absolutas mediante el método multi-espécimen con corrección de estado de dominios (MSP-DSC): Secuencia pleistocena de Apnia (Región volcánica de Djavakheti, Georgia) | 17 |
| 17:00 | A. Molina-Cardín, S. A. Campuzano, M. L. Osete, M. Rivero-Montero, F. Martín-Hernández, S. Guerrero, A. Palencia-Ortas, J. C. Pérez-Fuentes, F. J. Pavón-Carrasco, M. Gómez-Paccard, A. Chauvin - Actualización de la base de datos arqueomagnética de Iberia y nuevas curvas de variación paleosecular para los últimos 3000 años | 21 |
| 17:15 - Pausa café | | |
| 17:45 | J. C. Pérez Fuentes, F. J. Pavón-Carrasco, S. A. Campuzano, Miriam Gómez-Paccard, María Luisa Osete - Un nuevo modelo regional europeo para los últimos 3000 años basado en la técnica RSCHA-2D | 24 |
| 18:00 | F. J. Pavón-Carrasco, M. Gómez-Paccard, S. Campuzano, J. F. González-Rouco, M. L. Osete - Centennial modulation of radionuclide production by the past Earth's magnetic field | 27 |
| 18:15 | R. Silva-Casal, E. L. Pueyo, M. Aurell, A. Payros, J. Serra-Kiel - Magnetoestratigrafía de la Fm. Guara (cuenca de Jaca-Pamplona) en el entorno del embalse de la Peña. Registro de un evento tectónico a escala de cuenca en el tránsito Luteciense-Bartoniense | 28 |
| 18:30 | B. Oliva Urcia, E. Beamud, M. Garcés, R. Soto, E. Pueyo, C. Arenas, L. Valero, G. Pardo - Magnetoestratigrafía de los depósitos continentales del borde N de la Cuenca del Ebro, datando las últimas deformaciones del orógeno pirenaico centro-occidental | 36 |
| 18:45 | F.J. Pérez-Rivarés, C. Arenas, M. Garcés - Reevaluación de la datación magnetoestratigráfica del límite de UTS T4/T5 en las partes centrales de la Cuenca del Ebro | 40 |
| 19:00 - Sesión Posters | | |
| P1 | N. García, Á. Carrancho, A. Goguichaichvili, Á. Palomino - Estudio arqueomagnético de dos hornos medievales del monasterio de San Pelayo (Cevico Navero, Palencia) | 8 |
| P2 | M. Francés-Negro, Á. Carrancho, E. Iriarte, A. Pérez-Romero, J.M. Carretero - Estimación de paleotemperaturas en cerámicas arqueológicas mediante análisis paleomagnéticos. Caso de estudio: El Portalón de Cueva Mayor (Burgos, España) | 11 |
| P3 | M. Calvo Rathert, Á. Carrancho, J. Morales Contreras, A. Gogichaishvili, P. Camps, M. Hill - Determinaciones multimétodo de arqueointensidad en reproducciones arqueológicas | 13 |

| | | |
|----------------------------------|--|----|
| P4 | M. Calvo Rathert, Á. Carrancho, A. Caccavari - Nuevos datos paleomagnéticos y de paleointensidad de una secuencia de coladas pliocenas de Cabo Verde | 20 |
| P5 | A. Rodríguez-Pintó, E. Sanchez, A. Barnolas, P. Serra-Kiel, J.M Samsó, T. Mochales, E.L. Pueyo, R. Scholger - Magnetostratigraphic data from lower part of Gabardiella section: Early - Middle Eocene, Southern Pyrenees | 30 |
| P6 | E. Beamud, E.L. Pueyo, J.A. Muñoz, L. Valero, P. Granado - Paleomagnetic constraints on the kinematics of the Mediano Anticline (Ainsa Basin). Preliminary results. | 34 |
| P7 | B. Oliva Urcia, A. Moreno, B. Valero Garcés - Geoquímica y magnetismo en los sedimentos del lago Enol (Asturias), 40 ka | 85 |
| Viernes, 15 de Septiembre | | |
| 09:00 | U. Majarena Serrano, A. Gil Imaz, M. Lago San José, C. Galé Bornaó, Ó. Pueyo Anchuela - Registro de fábricas magnéticas durante los primeros estadios de emplazamiento ígneo: La intrusión dacítica de Cerro Redondo (Unidad de Badules de la Cordillera Ibérica) | 44 |
| 09:15 | V.C. Ruiz-Martínez, M. García-Castaño, C. Agüera, M. Hernández, M. Heredero, J. Costales, D. Cordero, I. Roldán, S. Rodríguez - Ejemplos de ASM en diversas rocas ígneas | 48 |
| 09:30 | R. Soto, E. Beamud, O. Gratacós, E. Roca, L. Valero, O. Ferrer, O. Pla, J.A. Muñoz - Magnetic fabric analysis in an array of salt-cored folds with different orientations; preliminary results | 49 |
| 09:45 | N. Vegas, A. Aranguren, L. Rodríguez-Méndez, J. Cuevas, J.M. Tubía, M. Calvo-Rathert, J.J. Esteban - Estudio de la fábrica magnética en el Sinclinorio de Bizkaia | 51 |
| 10:00 | M. Marcén, A. Casas-Sainz, T. Román-Berdiel, A. Gil-Imaz - Fábricas magnéticas inversas asociadas a ankerita en la harina de la Falla de Alhama de Murcia | 55 |
| 10:15 - Pausa café | | |
| 10:45 | A. Casas-Sainz, T. Román-Berdiel, M. Marcén, B. Oliva-Urcia, R. Soto, C. García-Lasanta, P. Calvín, A. Pocoví, A. Gil-Imaz, O. Pueyo-Anchuela, E. Izquierdo-Llavall, J.L. Simón, P. Santanach, E. Vernet, P. Santolaria, C. Osácar, J. J. Villalaín, S. Corrado, C. Invernizzi, L. Aldega, C. Caricchi - Aplicación de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética a rocas de falla. Ejemplos del norte de Iberia. | 59 |
| 11:00 | E. Izquierdo-Llavall, A. Gil-Imaz, A. Casas-Sainz, J.L. Simón, T. Román-Berdiel, M.C. Osácar, M. Ansón, Ó. Pueyo-Anchuela, C. García-Lasanta - Aplicación del paleomagnetismo en zonas de falla superficiales: El cabalgamiento de Daroca (Cordillera Ibérica) | 63 |
| 11:15 | B. Moussaid, A. Casas-Sainz, J.J. Villalaín, H. El Ouard, B. Oliva, S. Torres-López, T. Roman-Berdiel, R. Soto - On the age of NNW-SSE ridges development in the northern boundary of Central High Atlas (Morocco) using paleomagnetic data | 67 |
| 11:30 | J. J. Villalaín, P. Calvín, A. Casas-Sainz, S. Torres-López - Remagnetizaciones y Superchrones. Las remagnetizaciones cretácicas del mediterráneo occidental | 70 |
| 11:45 | P. Calvín, J. J. Villalaín, A. Casas Sainz - Sobre el crecimiento de magnetita en calizas con remagnetización química. Aportaciones de la anisotropía de la remanencia anhisterética aplicada en calizas del Alto Atlas Central (Marruecos) | 73 |

| | | |
|--|---|----|
| 12:15 - Conferencia invitada - Julia Herrero Albillos – Imagen magnética para el estudio de materiales, rocas y meteoritos en la nanoescala | | |
| 14:00 - Pausa almuerzo | | |
| 16:00 | A. Pocoví, Ó. Pueyo-Anchuela, J.J. Villalaín, P. Diarte-Blasco, V. Beolchini, L. Peña-Chocarro, A. Casas-Sainz - Anomalías magnéticas asociadas a edificios volcánicos y yacimientos arqueológicos en Tusculum (Colli Albani, Roma) | 77 |
| 16:15 | E. Font, T. Adatte, M. Andrade, G. Keller, A. Mbabi Bitchong, C. Carvallo, J. Ferreira, Zenaida Diogo, J. Mirao - Deciphering the magnetic and mineralogical record of the Deccan Traps at the Cretaceous-Paleogene boundary of the Zumaia section, Basque-Cantabric basin (Spain) | 81 |
| 16:30 | T. Mochales, J.C. Larrasoaña, J. Pey, N. Pérez, J.C. Cerro, M. Tobar, I. de la Parra, S. Castillo, J. Reyes, P. Mata - Evaluación magnética de partículas atmosféricas (Proyecto Donaire) | 87 |
| 16:45 | J.M. Orellana, E.L. Pueyo, J. M. Causapé - La susceptibilidad magnética como herramienta cartográfica para detectar el nivel del Yoduro de Plata (Agl) en suelos: datos preliminares de Used (Zaragoza) | 90 |
| 17:00 | E.L. Pueyo, C. García-Lasanta, M.A. López, C. Oliván, G. San Miguel, H. Gil-Garbi, B. Oliva-Urcia, E. Beamud, R. Hernández, K. Elger, D. Ulbricht, O. Lange y el GeoKin3DPyr group - Metodología para el desarrollo de la BBDD paleomagnética de Iberia (EPOS-DDSS Iberian Paleomagnetism) | 94 |
| 17:30 - Pausa café | | |
| 18:00 - Asamblea del MAGIBER | | |
| Sábado, 16 de Septiembre | | |
| 09:00 - Visita guiada a la zona de falla de río Grío (paraje de Los Abuelos) | | |
| 12:00 - Visita guiada al entorno mudéjar de Tobed, incluyendo la iglesia de Santa María de Tobed | | |
| 14:00 - Cierre del Evento y Almuerzo | | |

Datación arqueomagnética de dos hogares de la cueva nº 6 de Risco Caído (Artenara, Gran Canaria)

Á. Carrancho (*), Á. Herrejón Lagunilla (**), A. Goguichaishvili (***), J. Cuenca (****), V. Soler (*****)

(*) Área de Prehistoria. Departamento de Historia, Geografía y Comunicación, Universidad de Burgos, España, acarrancho@ubu.es

(**) Laboratorio de Paleomagnetismo, Departamento de Física, Universidad de Burgos

(***) Servicio Arqueomagnético Nacional y Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA), Universidad Nacional Autónoma de México, México

(****) Cabildo de Gran Canaria, España

(*****) Estación Volcanológica de Canarias, CSIC, La Laguna, Tenerife, España

El complejo arqueológico de Risco Caído (Gran Canaria), ha adquirido recientemente gran relevancia al ser propuesto como único candidato español para ser catalogado como patrimonio de la humanidad por la UNESCO. Este contexto arqueológico está formado por varias cuevas basálticas que en diferentes momentos fueron usadas por antiguos pobladores canarios con diversos fines. Entre ellas, la cueva nº 6 ha sido interpretada como un posible observatorio arqueoastronómico por el arqueólogo Julio Cuenca, quien observó cómo en los equinoccios de primavera y otoño, un haz de luz solar incide a través de una abertura directamente sobre varios grabados en la pared de la cueva.

En el transcurso del estudio arqueológico de este yacimiento se descubrieron dos hogares objeto de este estudio (Fig. 1). Ambos hogares presentaban una característica tonalidad rojiza en los 2 cm superficiales indicativa de rubefacción, un diámetro de aproximadamente un metro y una geometría más o menos circular. La toma de muestras consistió en la recogida de varios bloques de mano de ambos hogares que fueron orientados mediante brújula magnética con la ayuda de escayola. También se recogió muestra orientada del sedimento circundante con el fin de comparar los resultados direccionales y propiedades magnéticas.



Figura 1. Superficie arqueológica indicando la localización de los hogares estudiados.

Los análisis de laboratorio comprendieron la desmagnetización progresiva de la magnetización remanente natural (NRM, en inglés) por campos alternos decrecientes

y térmicamente. Fragmentos sueltos de cada bloque de mano fueron enviados al laboratorio de magnetismo natural de Morelia (México), para obtener determinaciones de arqueointensidad. Adicionalmente, muestra suelta de cada bloque de mano fue analizada para caracterizar sus propiedades magnéticas con una balanza de traslación de campo magnético variable.

Las muestras estudiadas presentan en general un comportamiento direccional bastante reproducible entre sí. Ambos hogares presentan una componente viscosa de polaridad normal eliminable a campos máximos de 12-15 mT o máximas temperaturas de desbloqueo de 200 - 250 °C. La componente característica (asociada al último calentamiento), se define entre 15 – 100 mT en las muestras desimanadas por campos alternos y entre 250 y 580 °C en las muestras desimanadas térmicamente (Fig. 2). Tiene sistemáticamente polaridad normal y es estable. Los experimentos de magnetismo de las rocas realizados indican que el principal mineral portador de la remanencia es titanomagnetita.

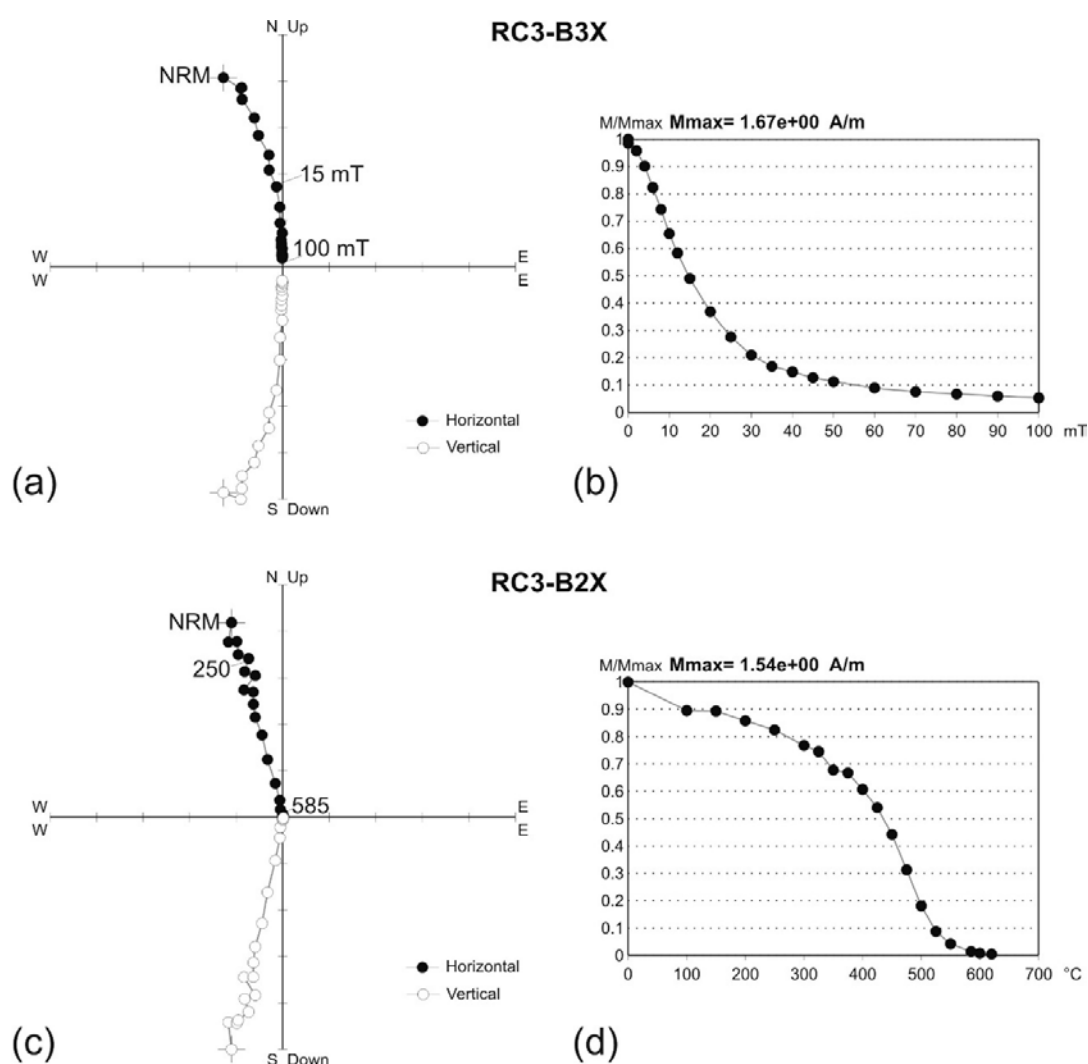


Figura 2. Ejemplos representativos de diagramas de desmagnetización de la NRM de muestras del hogar 2. (a-b) Muestra procesada por campos alternos. (c-d) Muestra procesada térmicamente. Se indican ciertos pasos de desmagnetización, la intensidad de la NRM y a la derecha los gráficos de caída de intensidad normalizada.

El estudio arqueomagnético ha permitido obtener dos direcciones medias. Para el hogar 1 (N = 11; Dec = 353.9°; Inc. = 53.7°; k = 66.28; $\alpha_{95} = 5.6^\circ$) y para el hogar 2 (N

= 13; Dec. = 352.5°; Inc. = 53.3°; $k = 57.09$; $\alpha_{95} = 5.5^\circ$). Desafortunadamente, los resultados de arqueointensidad han resultado fallidos y no se ha podido obtener una determinación absoluta fiable para cada hogar, por lo que la datación se ha realizado usando exclusivamente los resultados direccionales. Mediante el uso de dos modelos geomagnéticos exclusivamente basados en datos arqueomagnéticos como ARCH3K_1 (Korte *et al.*, 2009) y SHA.DIF.14K (Pavón-Carrasco *et al.*, 2014), se ha realizado su datación arqueomagnética obteniéndose diversos intervalos de edad. De todos ellos, el intervalo de edad comprendido entre mediados del S.XVI y mediados del S.XVIII parece el más plausible como fecha de último uso. Se discuten los resultados obtenidos y sus implicaciones arqueológicas.

Referencias

- Korte, M., F. Donadini, and C. G. Constable (2009) Geomagnetic field for 0–3 ka: 2. A new series of time-varying global models. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q06008, DOI:10.1029/2008GC002297
- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M., De Santis, A. (2014) A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 388: 98–109. DOI: 10.1016/j.epsl.2013.11.046

Estudio arqueomagnético en un horno del alfar medieval de la ciudad de Burgos

Á. Herrejón Lagunilla (*), J.J. Villalaín (*), C. Alonso (**), J.J. Echevarría (**), S. Torres López (*), E.M. Sánchez Moreno (*), Á. Carrancho (***)

(*) Departamento de Física, Universidad de Burgos, aherrejon@ubu.es

(**) Cronos S.C.

(***) Departamento de Historia, Geografía y Comunicación. Universidad de Burgos

Introducción

En el año 2015, las obras para la construcción de un nuevo edificio en la calle Hospital Militar (Burgos) dejaron al descubierto dos hornos atribuidos a época medieval y una gran cantidad de restos cerámicos. Las obras se paralizaron y se realizó entonces una intervención arqueológica de urgencia por parte de la empresa Cronos S.C. En septiembre de 2015, se procedió a la realización del muestreo para realizar un estudio arqueomagnético en uno de ellos con el fin de datar la estructura. En este trabajo se presentan los resultados de este estudio.

Materiales y métodos

La estructura estudiada es un horno de cámara trilobulada (Fig. 1) formada por bloques de arenisca, caliza y cuarcita, con un pasillo de acceso de ladrillo cerámico. Se tomaron muestras cilíndricas orientadas de ambas zonas con una perforadora eléctrica refrigerada con agua, así como algunos bloques de ladrillo también orientados. En el laboratorio se cortaron los especímenes y, en los casos en los que fue necesario –básicamente especímenes de la cámara-, se consolidaron con silicato de sodio.



Figura 1. Imagen del horno tomada durante el muestreo, donde se aprecian la cámara trilobulada (abajo) y el pasillo de acceso (arriba).

Se seleccionaron 38 especímenes. Algunos fueron desmagnetizados por campos alternos decrecientes hasta 100 mT con una unidad de AF acoplada al magnetómetro 2G-755, pero la mayoría fue desmagnetizada térmicamente con ayuda de un desmagnetizador térmico de dos cámaras TD-48-ASC. La susceptibilidad inicial y a cada paso de desmagnetización térmica fue medida con un puente de susceptibilidad KLY-4S de AGICO. En ejemplares representativos de la colección también se midió la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM).

Resultados y discusión

Las muestras del interior de la cámara (areniscas y cuarcitas) presentan valores de la magnetización remanente natural notablemente menores que los de los ladrillos del pasillo de acceso (entre $0,2 \times 10^{-3}$ y $12,8 \times 10^{-3}$ A/m los primeros y entre 0,06 y 8,8 A/m los segundos), así como valores de susceptibilidad magnética también menores (entre 3×10^{-6} y 500×10^{-6} S.I. para las muestras de la cámara, y entre 200×10^{-6} y 20000×10^{-6} S.I. en el caso de los ladrillos).

Al igual que ocurre con las propiedades magnéticas, los datos direccionales varían según el tipo de material. Los ladrillos suelen mostrar dos componentes (Fig. 2a). Una de ellas (componente A) se aísla hasta temperaturas intermedias/altas variables, tiene polaridad normal y se interpreta como el registro del último uso del horno. En la Figura 3 se representa su dirección media y la estadística asociada. Además se observa otra componente de alta temperatura (componente C), con temperaturas máximas de desbloqueo en torno a 660°C y cuya dirección no es coherente con la dirección del campo magnético terrestre esperada para estas épocas. La componente C es interpretada como el registro correspondiente al momento en el que el ladrillo fue cocido durante su manufactura. En las muestras desmagnetizadas mediante AF, la componente A se aísla entre 6 y 20 mT. Se han excluido algunas muestras de ladrillo que parecen haber recibido un menor impacto térmico. Estas muestras tienen temperaturas máximas de desbloqueo muy bajas que prácticamente se solapan con la fracción viscosa, por lo que la componente no pudo aislarse con precisión. También se han excluido otras muestras procedentes de un área en el que se observó un posible basculamiento. Por su parte, las muestras de la cámara mostraban un peor registro. Las areniscas de grano grueso y las cuarcitas procedentes de la cámara fueron descartadas por presentar una desmagnetización inestable y direcciones incoherentes (Fig. 2b), aunque sí se tuvieron en cuenta dos bloques con una litología algo diferente.

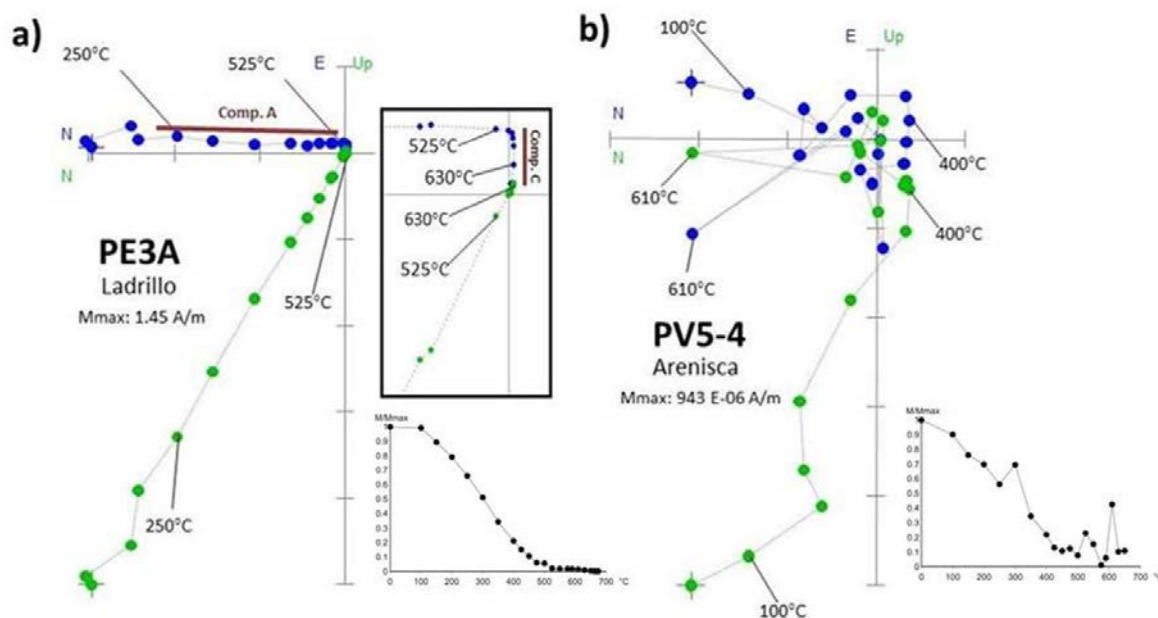


Figura 2. Diagramas de Zijderveld y diagramas de caída de la intensidad de muestras de un ladrillo del pasillo de acceso del horno (a) y de una arenisca del interior de la cámara (b).

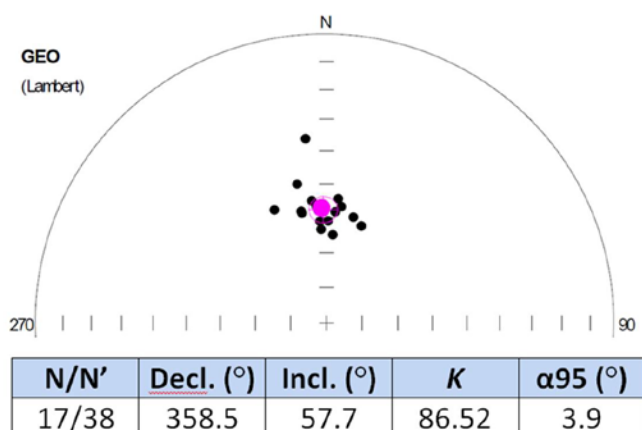


Figura 3. Proyección de igual área con las direcciones de la componente característica calculada para cada espécimen junto a su dirección media y la tabla con los parámetros estadísticos asociados (N/N': número de muestras seleccionadas para calcular la dirección frente al número total de especímenes analizados; k: parámetro de precisión; α_{95} : semiángulo del cono de confianza al 95%).

Utilizando la aplicación de Pavón Carrasco *et al.* (2011) y seleccionando el intervalo entre 1000 y 1900 d.C. de la curva de variación secular de Iberia (Gómez Paccard *et al.* 2006), se obtuvo un intervalo de edad que va de 1481 a 1641 (95% de confianza). Según los datos arqueológicos y documentales, el horno probablemente había sido utilizado entre finales del siglo XIV y las dos primeras décadas del siglo XV. Si bien es cierto que el intervalo calculado se acerca a los límites finales del uso de este horno estimados por los datos arqueológicos y documentales y se extiende hasta fechas más jóvenes, en parte se solapa con lo esperado.

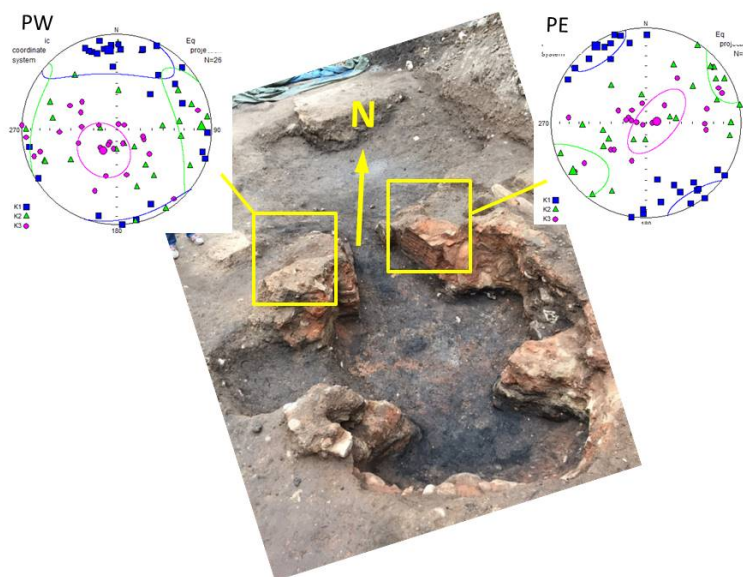


Figura 4. Vista superior del horno donde se observa la orientación de las paredes oeste (PW) y este (PE) del pasillo de acceso. A la izquierda se muestra el estereograma con los ejes del tensor de susceptibilidad de cada muestra de PW en la que se midió la ASM, su media y su error asociado; a la derecha, lo mismo para PE (cuadrado: eje máximo; triángulo: eje intermedio; círculo: eje mínimo).

Los datos de la ASM muestran valores del factor de anisotropía P altos, entre el 5% y 10%. El eje máximo (K_1) se alinea con la dirección de los muros, lo cual podría relacionarse con la manufactura de los ladrillos que lo conforman (Fig. 4). Sería necesario un estudio de la anisotropía de la remanencia para determinar en qué

medida la anisotropía magnética observada en los ladrillos pudiera haber producido una desviación sistemática de la dirección paleomagnética. Esto podría explicar por qué la fecha más probable dentro del intervalo calculado para esta estructura es más joven incluso que el último uso estimado según los datos arqueológicos y documentales.

Figura 4. Vista superior del horno donde se observa la orientación de las paredes oeste (PW) y este (PE) del pasillo de acceso. A la izquierda se muestra el estereograma con los ejes del tensor de susceptibilidad de cada muestra de PW en la que se midió la ASM, su media y su error asociado; a la derecha, lo mismo para PE (cuadrado: eje máximo; triángulo: eje intermedio; círculo: eje mínimo).

Conclusiones

El estudio arqueomagnético de este horno ha permitido obtener una datación de la estructura. El intervalo calculado se solapa parcialmente con los últimos años de uso del horno según los datos arqueológicos y documentales. Pero este intervalo se extiende notablemente hacia edades más jóvenes. De hecho, la fecha más probable dentro del intervalo es posterior a lo estimado a partir de los datos arqueológicos y documentales. Puesto que éstos son bastante consistentes, se piensa que la dirección arqueomagnética podría estar afectada por una desviación sistemática causada por el efecto de la anisotropía magnética. La realización de futuros experimentos de anisotropía de la remanencia puede ayudar a comprender mejor esta cuestión y mejorar la datación.

Referencias

- Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Lanos, P., McIntosh, G., Osete, M.L., Catanzariti, G., Ruiz Martínez, V.C., Núñez, J.I. (2006) First archaeomagnetic secular variation curve for the Iberian Peninsula: Comparison with other data from Western Europe and with global geomagnetic field models. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7 (12): 1-20. DOI: 10.1029/2006GC001476
- Pavón-Carrasco, F.J., Rodríguez-González, J., Osete, M.L., Torta, J.M. (2011) A MatLab tool for archaeomagnetic dating. *Journal of Archaeological Science*, 38: 408-419. DOI: 10.1016/j.jas.2010.09.021

Estudio arqueomagnético de dos hornos medievales del monasterio de San Pelayo (Cevico Navero, Palencia)

N. García (*), Á. Carrancho (**), A. Goguichaichvili (***), Á. Palomino (****)

(*) Master de Evolución Humana, Universidad de Burgos, nataliagarcia783@gmail.com

(**) Área de Prehistoria. Departamento de Historia, Geografía y Comunicación. Universidad de Burgos, España, acarrancho@ubu.es

(***) Servicio Arqueomagnético Nacional y Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA), Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán, Campus Morelia, Universidad Nacional Autónoma de México, México

(****) Aratikos Arqueólogos, S.L. C/ Madrid, nº 50, bajo, 09001, Burgos

Se presenta un estudio arqueomagnético y de propiedades magnéticas realizado sobre dos hornos arqueológicos descubiertos durante la excavación del monasterio medieval de San Pelayo de Cerrato (Cevico Navero, Palencia). Los materiales estudiados corresponden a un horno de fabricación de campanas y otro que se utilizó para hacer baldosas, ambos bien conservados y con claras evidencias de haber alcanzado altas temperaturas. Se trata por lo tanto de materiales teóricamente idóneos para datar su último uso mediante arqueomagnetismo.

Se recogieron muestras orientadas con brújula magnética de ambos hornos con el fin de abordar un estudio direccional. En el horno de baldosas se muestrearon 14 testigos cilíndricos mediante una taladradora eléctrica. Del horno de las campanas se recogieron 4 bloques de mano orientados magnéticamente con ayuda de escayola. Asimismo, de ambas estructuras se recogieron fragmentos no orientados destinados a realizar análisis del magnetismo de las rocas y de arqueointensidad absoluta. Los experimentos del magnetismo de las rocas consistieron en la medida de curvas de adquisición progresiva de la magnetización remanente isoterma (IRM), ciclos de histéresis (+/- 1 T), curvas de backfield y curvas termomagnéticas (magnetización vs. temperatura) hasta 700°C en aire. Asimismo, se midió sistemáticamente la susceptibilidad magnética a temperatura ambiente a toda la colección. Los análisis direccionales comprendieron la desmagnetización progresiva de la magnetización remanente natural (NRM, en inglés) por campos alternos y térmicamente. El cálculo de la dirección primaria o característica para cada espécimen se realizó mediante el programa Remasoft (Chadima y Hroudá, 2006).

Los análisis de arqueointensidad se realizaron sobre muestras representativas de ambos hornos mediante el método clásico de Thellier (Thellier y Thellier, 1959) siguiendo su variante de Coe *et al.* (1978). Estos análisis se realizaron sobre muestras de ambas estructuras de combustión cuyas propiedades magnéticas indicaban un comportamiento potencialmente adecuado para obtener determinaciones absolutas de arqueointensidad. Los análisis direccionales y del magnetismo de las rocas se realizaron en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Burgos (España). Los análisis de arqueointensidad se realizaron en el laboratorio de magnetismo natural de la UNAM en Morelia (México).

En ambos hornos, el principal mineral portador de la magnetización remanente es magnetita o titanomagnetita escasamente substituida en estado pseudo-monodominio (PSD). Los valores del ratio de Koenigsberger (Q_n ratio) obtenidos oscilan entre 3.1 y 16.4, lo que indica que el mecanismo de magnetización es seguramente de origen

térmico (termorremanencia o TRM). Las curvas termomagnéticas muestran mayoritariamente un alto grado de reversibilidad, indicando que son térmicamente estables y a priori, materiales adecuados para obtener determinaciones de arqueointensidad. Se obtuvieron dos direcciones arqueomagnéticas medias para ambas estructuras: el horno de la campana [N = 30, Declinación = 2.6° , Inclinación = 45.2° , $k = 221.3$, $\alpha_{95} = 1.8^\circ$] y el horno de la baldosa [N = 13, Declinación = 359.0° , Inclinación = 45.6° , $k = 93.8$, $\alpha_{95} = 4.3^\circ$]. Los resultados de arqueointensidad son algo variables aunque entran dentro de lo esperado. El valor medio obtenido en muestras del horno de fabricar baldosas es de $55.1 \pm 4.3 \mu\text{T}$ y los valores medios obtenidos de dos fragmentos de baldosas de ese horno son $48.5 \pm 7.5 \mu\text{T}$ y $57.0 \pm 3.7 \mu\text{T}$, respectivamente. El valor medio obtenido de una teja procedente del horno de la campana es $59.5 \pm 5.8 \mu\text{T}$ (todas a 1δ). La comparación de la dirección y arqueointensidad media de ambas estructuras con el modelo SCHA.DIF.3k (Pavón Carrasco *et al.*, 2009) ha determinado como fecha de último uso más probable el intervalo de 1291 – 1395 AD y 1289 – 1394 AD, para el horno de la campana y el horno de la baldosa, respectivamente. Como ejemplo, la Figura 1 ilustra la datación obtenida en el horno de la campana. Estos resultados indican que ambos hornos tuvieron un uso prácticamente coetáneo, lo que concuerda bien con las evidencias arqueológicas existentes. En definitiva, se trata de un buen ejemplo de aplicación de la técnica de datación arqueomagnética, cada vez más integrada en la arqueología peninsular.

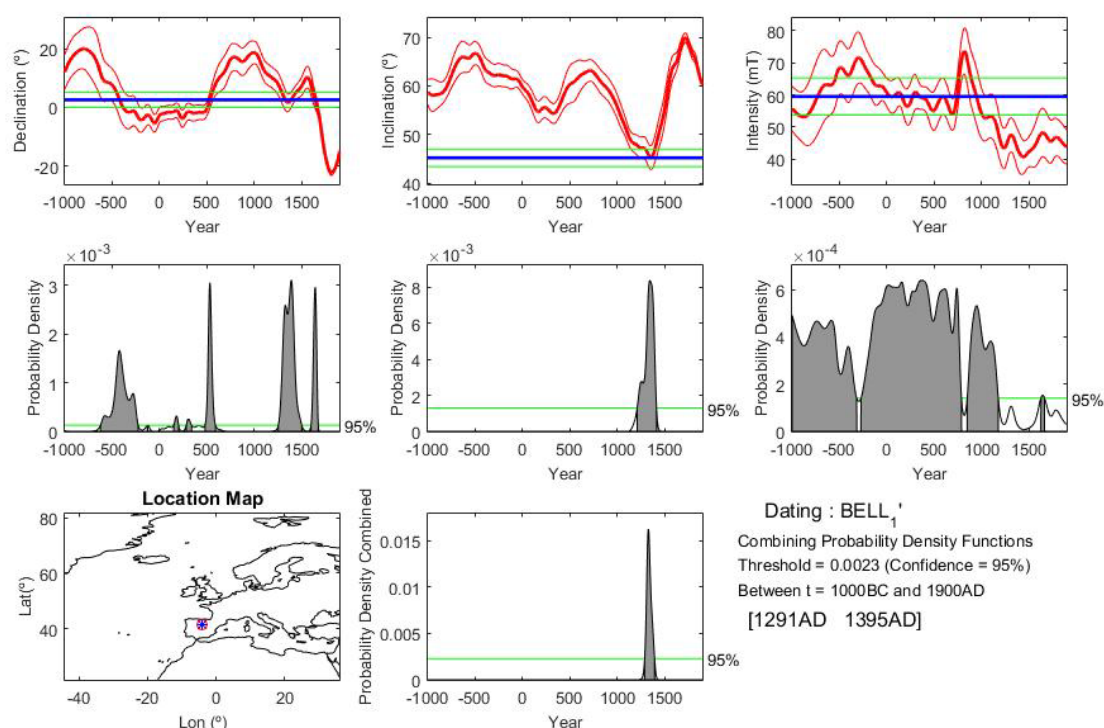


Figura 1. Resultados de datación arqueomagnética obtenidos con la herramienta Matlab de Pavón-Carrasco *et al.*, (2011) para la declinación, inclinación e intensidad del horno de la campana. La dirección y arqueointensidad media obtenida y su error asociado son comparadas con el modelo SCHA.DIF.3k (Pavón Carrasco *et al.*, 2009) en las coordenadas del sitio estudio. El intervalo de datación obtenido (1291 – 1395 AD), está expresado al 95% de probabilidad.

Referencias

Chadima, M., Hroudá, F. (2006) Remasoft 3.0 a user-friendly palaeomagnetic databrowser and analyzer. *Travaux Geophysiques*, XXVII: 20–21.

- Coe, R., Grommé, S., Mankinen, E. (1978) Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low. *J. Geophys. Res.*, 85 (B4): 1740–1756. DOI: 10.1029/JB083iB04p01740
- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, M., & Gaya-Piqué, L.R. (2009) A regional archeomagnetic model for Europe for the last 3000 years, SCHA.DIF.3K: Applications to archeomagnetic dating. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, DOI: 10.1029/2008GC002244
- Pavón Carrasco, F.J., Rodríguez González, J., Osete, M.L., Miquel, J. (2011) A Matlab tool for archaeomagnetic dating. *Journal of Archaeological Science*, 38: 408 – 419. DOI: 10.1016/j.jas.2010.09.021
- Thellier, E., Thellier, O. (1959) Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.*, 15: 285–376.

Estimación de paleotemperaturas en cerámicas arqueológicas mediante análisis paleomagnéticos. Caso de estudio: El Portalón de Cueva Mayor (Burgos, España)

M. Francés-Negro (*), Á. Carrancho (**), E. Iriarte (*), A. Pérez-Romero (*), J.M. Carretero (*)

(*) Edificio I+D+i, Laboratorio de Evolución Humana, Universidad de Burgos, Plaza Misael Bañuelos s/n, 09001 Burgos, mfrances@ubu.es

(**) Área de Prehistoria, Dpto. Historia, Geografía y Comunicación, Edificio I+D+i, Universidad de Burgos, Plaza Misael Bañuelos s/n, 09001 Burgos, acarrancho@ubu.es

La aplicación de métodos magnéticos al estudio y caracterización de materiales arqueológicos quemados tiene una larga tradición. La datación arqueomagnética es probablemente una de las aplicaciones arqueológicas más conocidas, pero no la única. En este póster presentamos el paleomagnetismo como una técnica para determinar la última temperatura de calentamiento en cerámicas arqueológicas neolíticas y calcolíticas, del yacimiento de El Portalón de Cueva Mayor (Sierra de Atapuerca, Burgos, España).

La colección arqueológica estudiada fue sometida a desmagnetización progresiva térmica de la magnetización remanente natural (NRM) en 19 pasos de temperatura, distribuidos entre temperatura ambiente y 625 °C. Estos análisis determinaron dos comportamientos paleomagnéticos diferentes: (i) especímenes con altas intensidades de magnetización y una estructura de la NRM univectorial y estable, que relacionamos con su manufactura probablemente a altas temperaturas (> 600 - 700 °C) y (ii) otros especímenes multicomponente (Fig. 1). Estos últimos se caracterizan, por una parte, por presentar una componente paleomagnética con temperaturas máximas de desbloqueo (T_{UB}) comprendidas entre 400 – 500 °C interpretada como una posible termoremanencia parcial (pTRM) y por otra, una componente de alta temperatura (HT) relacionada con el registro magnético original de la cerámica durante su manufactura. Nuestra hipótesis es que esas temperaturas de 400 – 500 °C, observadas en la componente intermedia o pTRM de las muestras multicomponente, reflejan la última temperatura de calentamiento que esas cerámicas experimentaron, probablemente en actividades de cocina u otra finalidad doméstica.

Con el fin de comprobar si efectivamente las actividades ligadas a la vida útil de una cerámica han podido dejar un registro paleomagnético distintivo, en Julio de 2015 se llevó a cabo un programa experimental en el que se realizó la cocción (de manufactura) de 10 recipientes experimentales a altas temperaturas, por encima de 700°C. Posteriormente, algunos de ellos fueron calentados una segunda vez a temperaturas intermedias (entre 200 y 400°C). La estructura de la NRM de la colección experimental fue analizada mediante desmagnetización térmica con el fin de comparar sus resultados con los del set arqueológico. En los recipientes experimentales se observó que aquellos que habían experimentado dos calentamientos mostraban un comportamiento multivectorial, mientras que los que sólo fueron sometidos a un calentamiento, presentaban diagramas que reproducían el comportamiento de las muestras univectoriales arqueológicas (Fig. 1).

Adicionalmente, especímenes representativos de cada recipiente cerámico fueron sometidos a diversos experimentos del magnetismo de las rocas con el fin de caracterizar qué mineral/es son portadores de la magnetización remanente, su estado de dominios magnético y su estabilidad termomagnética. Estos experimentos

comprenden la medida de curvas de adquisición progresiva de la IRM, ciclos de histéresis, curvas de backfield y curvas termomagnéticas. Los resultados indican la presencia mayoritaria de magnetita, hematites y ocasionalmente maghemita. En definitiva, estos análisis son una herramienta arqueométrica muy útil para el estudio de colecciones cerámicas arqueológicas.

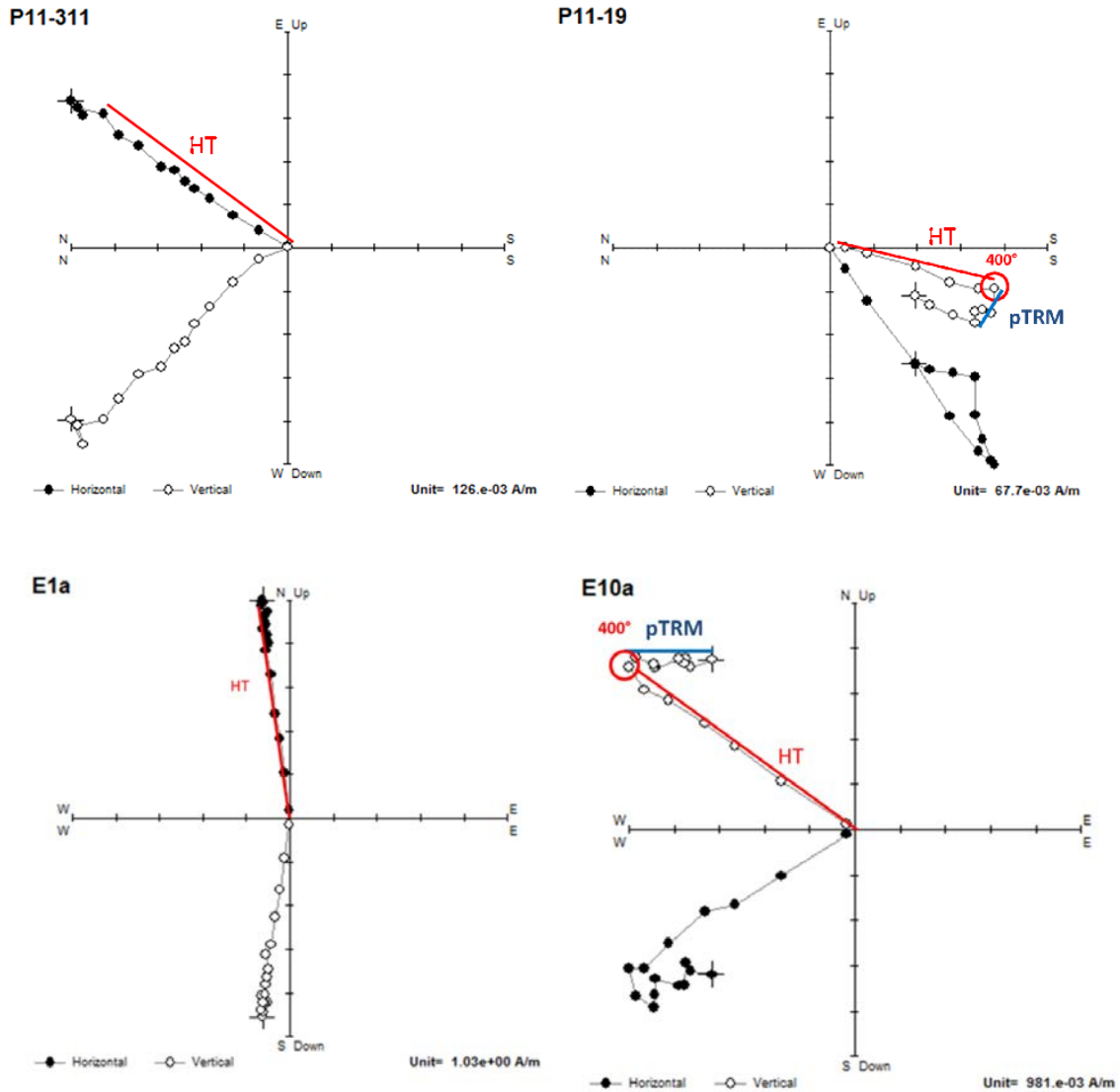


Figura 1: Ejemplos de diagramas de desmagnetización térmica de la NRM de cerámicas arqueológicas (arriba) y cerámicas experimentales (abajo). A la izquierda las muestras exhiben un comportamiento univectorial y a la derecha muestras con varias componentes (pTRM – partial thermoremanence); HT (high temperature).

Determinaciones multimétodo de arqueointensidad en reproducciones de cerámicas arqueológicas

M. Calvo Rathert (*), Á. Carrancho (**), J.M. Contreras (***), A. Goguichaishvili (***), P. Camps (****), M. Hill (*****)

(*) Dpto. de Física, EPS, Universidad de Burgos, Av. de Cantabria, s/n, 09006 Burgos, España, mcalvo@ubu.es

(**) Departamento de Historia, Geografía y Comunicación, Universidad de Burgos, C/ Villadiego s/n, 09001 Burgos, España

(***) Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica, Sede Michoacán UNAM – Campus Morelia, 58990 Morelia, México

(****) Géosciences Montpellier, CNRS & Université Montpellier 2, Case 060. 34095 Montpellier, Francia

(*****) Geomagnetism Laboratory, School of Environmental Sciences, University of Liverpool, Reino Unido

Se presentan resultados de un estudio de magnetismo de las rocas y arqueointensidad realizado en muestras de cerámica, ladrillo y roca calentadas bajo condiciones controladas en un horno original de un taller artesanal del oeste de México. En el experimento se contó con información sobre el valor del campo magnético terrestre en el lugar del experimento, de la posición de todos los artefactos estudiados en el horno y con un registro continuo de datos de temperatura en cuatro posiciones distintas en el horno durante todo el calentamiento y subsiguiente enfriamiento.

Se realizaron experimentos de magnetismo de las rocas en el material original utilizado para la preparación de las muestras de cerámica y ladrillo y en fragmentos de los artefactos arqueológicos sintéticos después de la cocción. Estos experimentos incluían la medición de curvas termomagnéticas, parámetros de histéresis, curvas de adquisición de remanencia isoterma (IRM) y curvas FORC (*First Order Reversal Curves*).

Las curvas termomagnéticas y de adquisición de IRM sugieren que los portadores de la remanencia son magnetita y probablemente hematites. Los parámetros de la curva de histéresis apuntan hacia una estructura de dominios pseudo-monodominio, que también puede interpretarse en términos de mezcla de granos monodominio y multidominio.

De forma independiente se llevaron a cabo en cuatro laboratorios paleomagnéticos diferentes experimentos diferenciados de determinación de la arqueointensidad en especímenes de las mismas muestras. En el laboratorio paleomagnético de la Universidad de Burgos (España) se realizaron las determinaciones de paleointensidad mediante el método de Coe (1967). En el laboratorio paleomagnético de la UNAM en Morelia (México) se llevó a cabo un experimento con el método multiespécimen propuesto por Biggin y Poidras (2006) y Dekkers y Böhnelt (2006), mientras que en el laboratorio paleomagnético *Géosciences Montpellier* (Francia) se aplicó el protocolo multiespécimen extendido, que incluye etapas añadidas para las correcciones por fracción y estado de dominios (Fabian y Leonhardt, 2010). En el laboratorio paleomagnético *Oliver Lodge* en Liverpool (Reino Unido) se realizaron determinaciones de la arqueointensidad mediante el método de microondas (Walton, 1992).

Las determinaciones con los cuatro métodos proporcionan buenas estimaciones de la intensidad del campo geomagnético local.

Referencias

- Biggin, A., Poidras, T. (2006)** First-order symmetry of weak field partial thermoremanence in multidomain ferromagnetic grains. 1. Experimental evidence and physical implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 245: 438-453. DOI: 10.1016/j.epsl.2006.02.035.
- Coe, R. (1967)** Paleointensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks, *J. Geophys. Res.*, 72: 3247-3262.
- Dekkers, M.J., Böhnell, H.N. (2006)** Reliable absolute palaeointensities independent of magnetic domain state. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 284: 508-517. DOI: 10.1016/j.epsl.2006.05.040
- Fabian, K., Leonhardt, R. (2010)** Multi-specimen absolute paleointensity determination: An optimal protocol including pTRM normalization, domain-state correction and alteration test. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 297: 84-94. DOI: 10.1016/j.epsl.2010.06.006
- Walton, D., Shaw, J., Share, J., Hakes, J. (1992)** Microwave demagnetization, *J. Appl. Phys.*, 71: 1549-1551.

Variaciones rápidas de la intensidad del campo geomagnético en el Mediterráneo: caracterización a partir de yacimientos del Bronce final y de cerámicas finas tardoromanas. Estudio preliminar

M. Rivero-Montero (*), M. Gómez-Paccard (**), D. Kondopoulou (***), F.J. Pavón-Carrasco(*,***)

(*) Instituto de Geociencias (CSIC-UCM), c/ Jose Antonio Novais, 12, Ciudad Universitaria, 28040, Madrid, España

(**) Department of Geophysics, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 54124 Thessaloniki, Greece

(***) Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I. Fac. de CC. Físicas. Universidad Complutense de Madrid, 28040, Madrid, España

Estudios recientes realizados en distintas regiones como Oriente Medio o Europa (Gallet *et al.*, 2003; Shaar *et al.*, 2016, Gómez-Paccard *et al.*, 2016, entre otros) han mostrado que el campo magnético terrestre ha experimentado en el pasado reciente fuertes sacudidas de su intensidad en escalas de tiempo multidecadales. Debido a la escasez de datos de paleointensidad de alta calidad, las características y orígenes de estos eventos no están aún claros. El objetivo principal que nos proponemos en este trabajo es investigar la variabilidad temporal y espacial de los dos máximos de intensidad más importantes ocurridos en Europa durante los últimos milenios: el máximo del final de la edad del Bronce y la fluctuación rápida del periodo Romano tardío (Ertepinar *et al.*, 2012; Gómez-Paccard *et al.*, 2016). Para ello se obtendrán nuevos datos de intensidad a partir de hornos, hogares y cerámicas procedentes de 35 contextos arqueológicos de la zona del Mediterráneo de cronología bien determinada y correspondiente a los periodos mencionados (Fig. 1). Para obtener datos de intensidad de alta calidad se aplicará el método clásico de Thellier (Thellier y Thellier, 1959) incluyendo tests de alteración (los llamados pTRM checks), y se realizarán las correcciones de anisotropía de la termoremanencia y de la velocidad de enfriamiento. Este método se basa principalmente en calentar y enfriar los especímenes a diferentes temperaturas en presencia de un campo magnético controlado y uniforme de intensidad conocida. Este proceso se repite dos veces por cada temperatura, uno aplicando el campo en el eje Z positivo y otro en negativo. Cada dos etapas de temperatura se realizará un pTRM check con el objetivo de investigar si se generan o destruyen minerales debido a procesos químicos producidos durante el calentamiento de las muestras en el laboratorio. Se estudiarán varias muestras por contexto y varios especímenes por muestra. Los nuevos datos que se obtendrán cumplirán, por tanto, estándares estrictos de calidad. También se realizarán estudios de magnetismo de rocas con el fin de identificar los principales minerales portadores de la magnetización.

En este trabajo se mostrarán los resultados preliminares de paleointensidad obtenidos para tres localidades estudiadas en Grecia: Dikili-Tash (DT), Mochlos (MLO) y Velika (VE) (símbolos azules en la Fig. 1) y se expondrá las implicaciones de los resultados obtenidos en el contexto del estudio de las variaciones rápidas de intensidad.

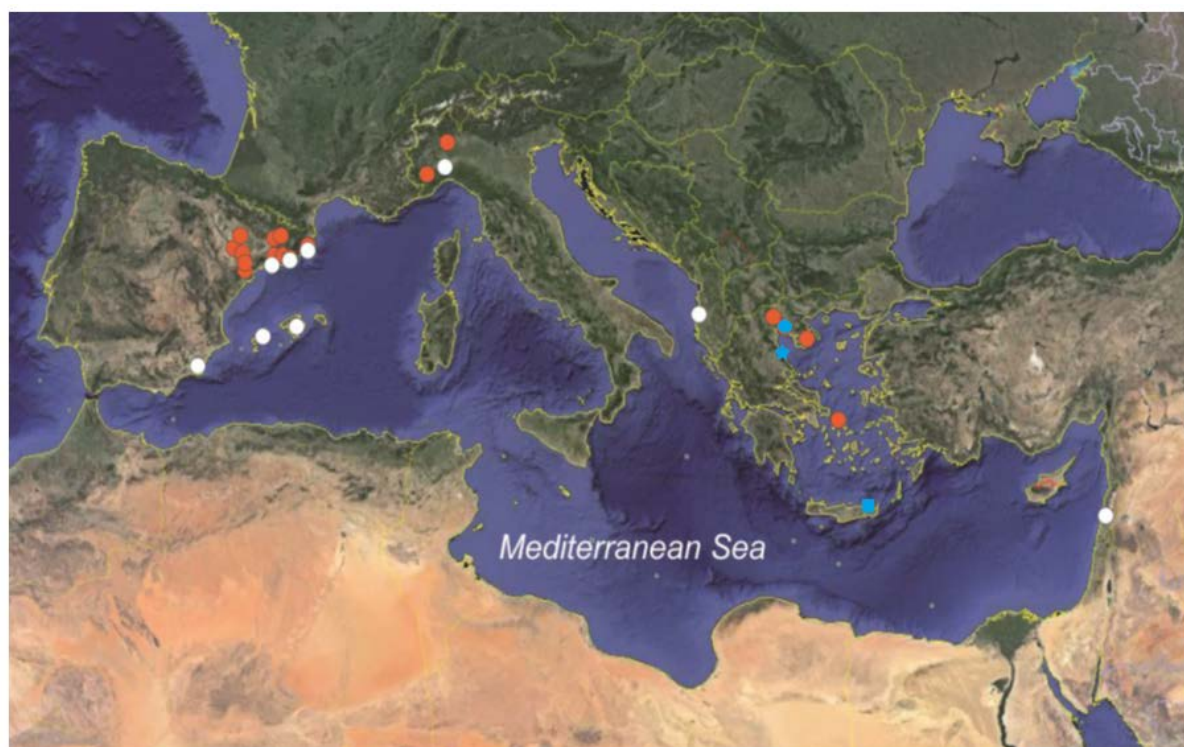


Figura1: Localización de los contextos arqueológicos principales que se prevé estudiar en el marco del proyecto. Los círculos rojos indican excavaciones arqueológicas que se corresponden al Bronce final y los blancos excavaciones de edad tardoromana. Los símbolos en azul indican los tres contextos arqueológicos que se exponen en este trabajo, con un cuadrado Dikli-Tash (DT), un círculo (MLO) y una estrella Velika (VE).

Referencias

- Ertepinar, P., Langereis, C.G., Biggin, A.J., Frangipane, M., Matney, T., Ökse, T., Engin, A. (2012) Archaeomagnetic study of five mounds from Upper Mesopotamia between 2500 and 700 BCE: Further evidence for an extremely strong geomagnetic field ca. 3000 years ago. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 357-358: 84- 98. DOI: 10.1016/j.epsl.2012.08.039
- Gallet, Y., Genevey, A., Courtillot, V. (2003) On the possible occurrence of archeomagnetic jerks in the geomagnetic field over the past three millennia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 214, 237–242. DOI: 10.1016/S0012-821X(03)00362-5
- Gómez-Paccard, M., Osete, M.L., Chauvin, A., Pavón-Carrasco, F.J., Pérez, M., Jiménez, P., Lanos, P. (2016) New constraints on the most significant paleointensity change in Western Europe over the last two millennia. A non-dipolar origin?. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 454, 55-64. DOI: 10.1016/j.epsl.2016.08.024
- Shaar, R., Tauxe, L., Ron, H., Ebert, Y., Zuckerman, S., Finkelstein, I., Agnonm A. (2016) Large geomagnetic field anomalies revealed in Bronze to Iron Age archeomagnetic data from Tel Megiddo and Tel Hazor, Israel. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 442, 173-185. DOI: 10.1016/j.epsl.2016.02.038
- Thellier, E., Thellier, O., (1959). Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans la passé historique et géologique. *Ann. Géophys.* 15, 285–376.

Determinación de paleointensidades absolutas mediante el método multi-espécimen con corrección de estado de dominios (MSP-DSC): Secuencia pleistocena de Apnia (Región volcánica de Djavakheti, Georgia)

E. M. Sánchez-Moreno (*), M. Calvo-Rathert (*), A. Goguitchaichvili (**), P. Camps (***) J. Morales (**), G. T. Vashakidze (****), V. A. Lebedev (*****)

(*) Departamento de Física, EPS Campus Rio Vena – Universidad de Burgos, Av. Cantabria, s/n, 09006 Burgos, España, emsanchez@ubu.es

(**) Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, UNAM – Campus Morelia, 58990 Morelia, México

(***) Laboratoire expérimental de paléomagnétisme et magnétisme des roches - Géosciences - University of Montpellier, Campus Triolet cc060, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex05, France

(****) Alexandre Janelidze Institute of Geology – Ivane Javakhishvili Tbilisi State University, 1/9 M. Alexidze str., 0171 Tbilisi, Georgia

(*****) Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry – Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Staromonetny per., 35, 119017 Moscow, Russia

El método multi-espécimen con corrección de estado de dominios (MSP-DSC, Domain State Correction) (Fabian y Leonhardt, 2010) introduce una serie de pasos adicionales al método original, multi-espécimen de termorremanencias parciales (pTRM) diferenciales paralelas (MSP-DB, parallel differential pTRM) (Dekkers y Böhnell, 2006). El MSP-DSC aplica una serie de correcciones para tratar de evitar las posibles sobrestimaciones en la determinación de paleointensidades que vienen siendo observadas en anteriores estudios (e.g. Monster *et al.*, 2015; Tema *et al.*, 2016). Se considera que estas sobrestimaciones son debidas a la influencia de la fracción de la magnetización usada y al efecto de las pTRM adquiridas por los granos multidominio (pTRM-tails).

El protocolo MSP-DB consiste en la adquisición de pTRMs paralelas a la magnetización remanente natural (NRM, TRM en el caso de las rocas volcánicas) mediante la aplicación de diferentes campos magnéticos a varios especímenes hermanos correspondientes a la misma muestra, mientras son calentadas y enfriadas a la misma temperatura. Esta temperatura es aquella en la que se mantiene entre el 40 y el 50% de la TRM en los experimentos clásicos tipo Thellier, o el 70% en los experimentos de desmagnetización, realizados previamente. El método está basado en la linealidad de la pTRM adquirida con el campo aplicado, propiedad que es independiente del estado de dominios. Por lo tanto, el valor del campo magnético original es igual a la intensidad del campo aplicado en el laboratorio, cuando la diferencia entre la magnetización resultante y la TRM original es cero. El método MSP-DSC introduce una serie de pasos adicionales: i) Corrección-f (FC): el campo es aplicado en sentido opuesto a la TRM. ii) Corrección del estado de dominios (DSC): campo aplicado durante la etapa de enfriamiento.

La secuencia pleistocena de Apnia (41°21'40" N, 43°16'02" E) cuenta con 20 coladas de lava consecutivas constituidas por basaltos toleíticos. Muestra unas edades radiométricas (K-Ar) de entre 3.09 ± 0.10 Ma y 3.75 ± 0.25 Ma (Lebedev *et al.*, 2008).

Las polaridades obtenidas mediante los experimentos de desmagnetización previos muestran el registro de un cambio de polaridad completo, con 14 polaridades inversas en el primer tramo de la secuencia, seguidas de una polaridad transicional y 5 polaridades normales hacia el techo. En este trabajo se ha realizado el método MSP-DSC sobre 12 muestras de diferentes coladas de lava (AP01, AP03, AP04, AP05, AP10, AP11, AP12, AP14, AP15, AP17, AP19 y AP20). Estas muestras han sido seleccionadas en base a los siguientes criterios: i) Curvas de magnetización frente a temperatura (Ms-T) con una sola fase ferromagnética y temperatura de Curie $\sim 570^{\circ}\text{C}$ y alto grado de reversibilidad. ii) Valores de campo destructivo medio (MDF) superiores a $25 \mu\text{T}$. iii) Magnetización mínima del 50% respecto a la original tras ser calentada a 400°C en los experimentos de desmagnetización.

Al comparar los resultados obtenidos con corrección sobre la fracción de TRM utilizada (FC) y con corrección del estado de dominios (DSC) respecto al método sin ninguna corrección (DB) se puede observar que los valores de paleointensidad obtenidos usando las correcciones son menores, excepto en la colada AP15 (Fig. 1). En este caso se confirma la sobrestimación en la determinación de paleointensidades provocada por la influencia de la magnetización usada y por el efecto de las pTRM adquiridas por los granos multidominio (pTRM-tails).

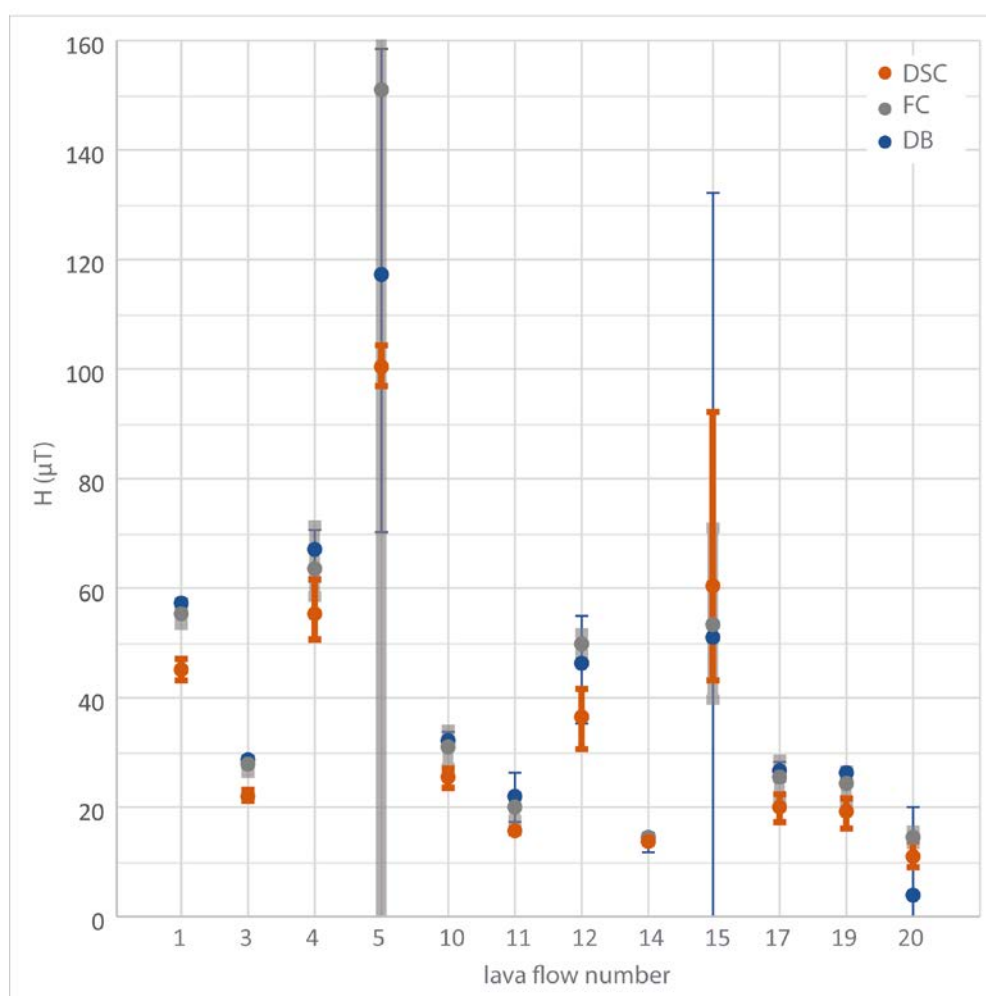


Figura 1: Valores de paleointensidad obtenidos para 12 coladas de lava, de la secuencia de Apnia, aplicando el método multi-especimen sin correcciones (DB), con corrección sobre la fracción de TRM utilizada (FC) y con corrección del estado de dominios (DSC). Las barras de error corresponden al intervalo de confianza del 95%.

Referencias

- Dekkers, M.J., Böhnel, H.N. (2006) Reliable absolute palaeointensities independent of magnetic domain state. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 248: 507–516. DOI:10.1016/j.epsl.2006.05.040
- Fabian, K., Leonhardt, R. (2010) Multiple-specimen absolute paleointensity determination: An optimal protocol including pTRM normalization, domain-state correction, and alteration test. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 297: 84–94. DOI:10.1016/j.epsl.2010.06.006
- Monster, M.W.L., de Groot, L. V., Biggin, A.J., Dekkers, M.J. (2015) The performance of various palaeointensity techniques as a function of rock magnetic behaviour – A case study for La Palma. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 242: 36–49. DOI:10.1016/j.pepi.2015.03.004
- Tema, E., Ferrara, E., Camps, P., Conati, C., Spatafora, S., Carvallo, C., Poidras, T. (2016) The Earth ' s magnetic field in Italy during the Neolithic period : New data from the Early Neolithic site of Portonovo (Marche , Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 448: 49–61. DOI:10.1016/j.epsl.2016.05.003
- Thellier, E., Thellier, O. (1959) Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.*, 15: 285–376.

Nuevos datos paleomagnéticos y de paleointensidad de una secuencia de coladas pliocenas de Cabo Verde

M. Calvo Rathert (*), Á. Carrancho (**) y A. Caccavari (***)

(*) Departamento de Física. Escuela Politécnica Superior. Avda Cantabria s/n, Universidad de Burgos, España, mcalvo@ubu.es

(**) Área de Prehistoria. Departamento de Historia, Geografía y Comunicación. Universidad de Burgos, España

(***) Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica, Sede Michoacán UNAM-Campus Morelia, Morelia, México

Con el fin de ampliar la base de datos africana de paleointensidad y de obtener nuevos datos sobre las variaciones del campo magnético terrestre, se presentan nuevos resultados paleomagnéticos y de paleointensidad obtenidos en 11 coladas pertenecientes a una secuencia de lavas nefeliníticas de la isla de São Vicente.

Se llevaron a cabo experimentos de magnetismo de las rocas para identificar los minerales portadores de la magnetización remanente en cada una de las coladas y obtener información acerca de su estabilidad térmica y su tamaño de grano. El análisis de las curvas termomagnéticas permitió distinguir un único tipo de curvas, de carácter reversible y con una única fase ferromagnética, titanomagnetita pobre en titanio. Las medidas de la IRM apuntan en todos los casos a minerales de baja coercitividad como principales portadores de la remanencia. El análisis de los parámetros de la curva de histéresis muestra un predominio de granos con estructura pseudo-monodominio.

Los resultados paleomagnéticos indican que 10 de las 11 coladas estudiadas solo muestran una componente paleomagnética, acompañada frecuentemente de una débil componente viscosa. En una única colada se observa, además, una segunda componente viscosa de mayor importancia. En todas las coladas se pudo determinar la componente característica, que en todos los casos mostró polaridad normal.

Para los experimentos de paleointensidad se empleó el método de Coe (1967). El experimento se desarrolló en 12 etapas de temperatura, entre temperatura ambiente y 575°C. Después de cada calentamiento, las muestras se dejaban enfriar naturalmente durante varias horas hasta llegar a temperatura ambiente. A partir de 300°C se realizaron controles de pTRM (*pTRM-checks*) en cada etapa de calentamiento. Todos los calentamientos se llevaron a cabo en atmósfera de argón. La interpretación de las medidas de paleointensidad aún se halla en curso.

Referencias

Coe, R.S. (1967) The determination of paleointensities of Earth's magnetic field with emphasis on mechanisms which could cause non ideal behavior in Thellier's method. *J. Geomagn Geoelectr.*, 19, 157-180.

Actualización de la base de datos arqueomagnética de Iberia y nuevas curvas de variación paleosecular para los últimos 3000 años

A. Molina-Cardín(*, **), S. Campuzano(*, **), M. L. Osete(*, **), M. Rivero-Montero(*, **), F. Martín-Hernández(*, **, ***), S. Guerrero(*, **), A. Palencia-Ortas(*, **), J. C. Pérez-Fuentes(*, **), F. J. Pavón-Carrasco(*, **), M. Gómez-Paccard(**), A. Chauvin (****)

(*) Dpto. de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Universidad Complutense de Madrid (UCM), Avd. Complutense s/n, 28040-Madrid, Spain, amcardin@ucm.es

(**) Instituto de Geociencias (IGEO) CSIC, UCM, Ciudad Universitaria, 28040-Madrid, Spain

(***) Instituto de Magnetismo Aplicado, (IMA), 28230 Las Rozas, Madrid, Spain

(****) Géosciences Rennes UMR-CNRS 6118, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu Bat.15, 263 Avenue du General Leclerc, CS 74205, 35042 Rennes Cedex. France

En este trabajo se presenta una actualización de la base de datos direccional de Iberia para los últimos 3000 años (Gómez-Paccard *et al.*, 2006) y el primer catálogo de intensidad para este periodo. En direcciones, la base de datos ha aumentado en más de un 80%, incluyendo más de 10 resultados direccionales no publicados hasta la fecha. En intensidades, este estudio representa un aumento de más del 50% en la cantidad de datos de calidad disponibles (si nos referimos al primer milenio a.C., se cuadruplica el número de datos), entendiendo datos de calidad como aquellos que cumplen los siguientes criterios: a) que el número de especímenes empleados para la determinación de la paleointensidad sea igual o superior a 4; b) que el protocolo empleado sea Thellier (Thellier y Thellier, 1959) o derivados; c) que la anisotropía de la imanación termorremanente haya sido investigada y corregida.

Toda esta información ha permitido desarrollar nuevas curvas de variación paleosecular de declinación, inclinación e intensidad de Iberia para los tres últimos milenios. Se ha empleado el método bootstrap (Thébault y Gallet, 2010) incluyendo la jerarquía asociada a la información estratigráfica cuando estaba disponible. Las nuevas curvas direccionales no presentan grandes diferencias con las anteriormente publicadas (Fig. 1), aunque se incrementa su precisión. En intensidad las principales diferencias aparecen en el primer milenio a.C. y en el posible doble máximo en torno a 600-800 años d.C, que no es recogido por esta curva. Las nuevas curvas de variación paleosecular suponen una mejora en las posibilidades de la datación arqueomagnética en la península ibérica.

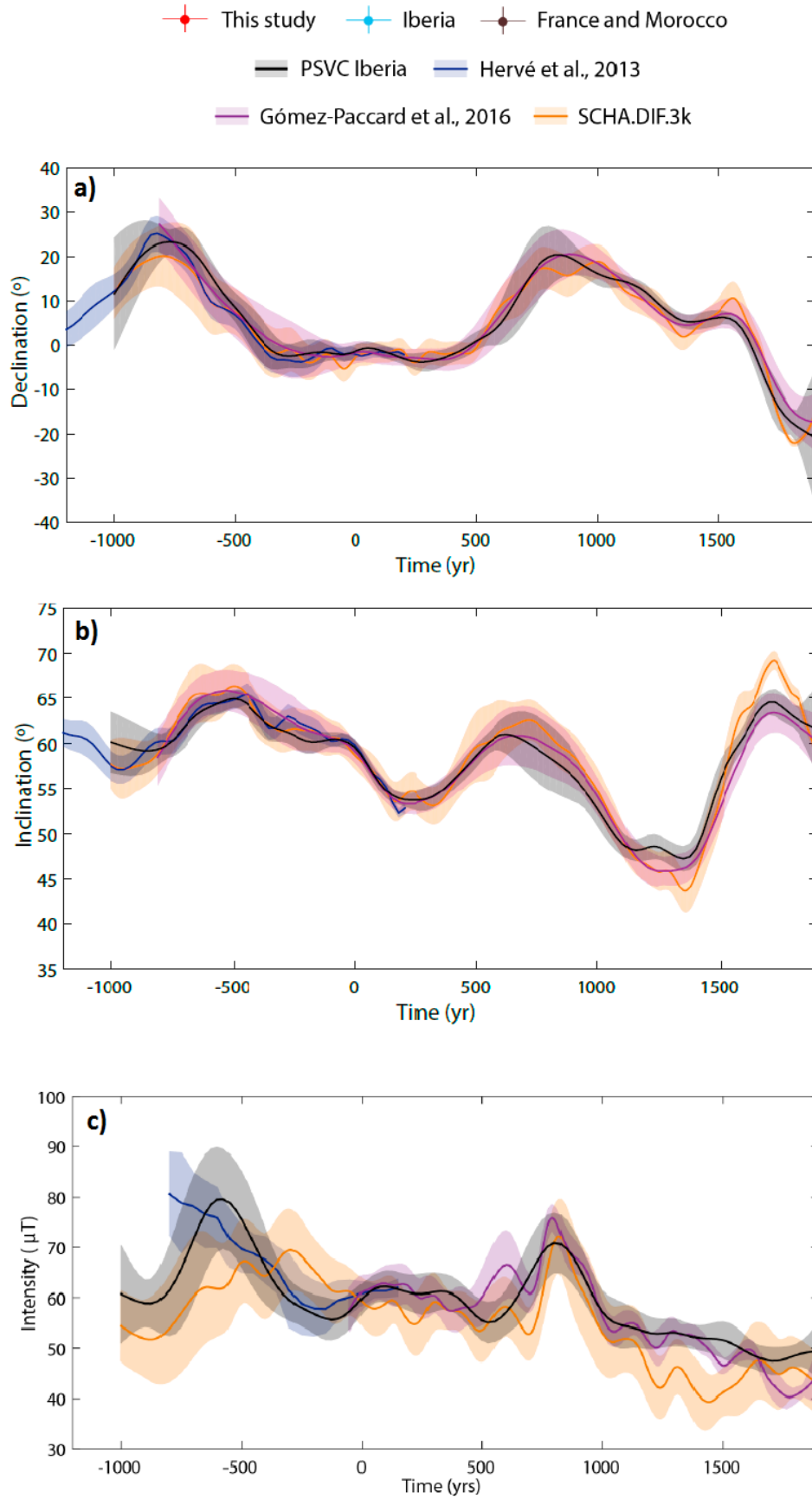


Figura 1. Nuevas curvas de variación paleosecular (negro) comparadas con otras curvas y modelos disponibles.

Referencias

- Gómez-Paccard, M., Catanzariti, G., Ruiz-Martinez, V.C., McIntosh, G., Núñez, J.I., Osete, M.L., Chauvin, A., Lanos, P., Tarling, D.H., Bernal-Casasola, D., Thiriot, J., Archaeological Workinggroup (2006a) A catalogue of Spanish archaeomagnetic data. *Geophys. J. Int.*, 166: 1125-1143. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2006.03020.x
- Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Lanos, P., McIntosh, G., Osete, M.L., Catanzariti, G., Ruiz-Martinez, V.C., Núñez, J.I. (2006b) First archaeomagnetic secular variation curve for the Iberian Peninsula: comparison with other data from western Europe and with global geomagnetic field models. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7, Q12001. DOI: 10.1029/2006GC001476
- Gómez-Paccard, M., Osete, M. L., Chauvin, A., Pavón-Carrasco, F. J., Pérez-Asensio, M., Jiménez, P., Lanos, L. (2016) New constraints on the most significant paleointensity change in Western Europe over the last two millennia. A non-dipolar origin?. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 454: 55-64. DOI: 10.1016/j.epsl.2016.08.024
- Hervé, G., Chauvin, A., Lanos, L. (2013) Geomagnetic field variations in Western Europe from 1500 BC to 200 AD. Part II: New intensity secular variation curve. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 218: 51-65. DOI: 10.1016/j.pepi.2013.02.003
- Pavón-Carrasco, F. J., Osete, M. L., Torta, J. M., Gaya-Piqué, L. R. (2009) A regional archeomagnetic model for Europe for the last 3000 years, SCHA.DIF.3K: Applications to archeomagnetic dating. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q03013. DOI:10.1029/2008GC002244
- Thébault, E., and Gallet, Y. (2010) A bootstrap algorithm for deriving the archeomagnetic field intensity variation curve in the Middle East over the past 4 millennia BC. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L22303. DOI: 10.1029/2010GL044788
- Thellier, E., Thellier, O. (1959) Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans la passé historique et géologique. *Ann. Géophys.*, 15: 285 - 376.

Un nuevo modelo regional europeo para los últimos 3000 años basado en la técnica RSCHA-2D

J.C. Pérez Fuentes (*, **), F.J. Pavón-Carrasco (*, **), S. Campuzano (*, **), M. Gómez-Paccard (**), M.L. Osete (*, **)

(*) Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Universidad Complutense de Madrid, 28040, Madrid, josecper@ucm.es, fjjavon@fis.ucm.es, sacampuzano@ucm.es, mlosete@fis.ucm.es

(**) Instituto de Geociencias (CSIC-UCM), Facultad de CC. Físicas, Plaza de Ciencias 1, 28040 Madrid, mgomezpaccard@igeo.ucm-csic.es

En años recientes, las bases de datos de medidas arqueomagnéticas y volcánicas han crecido significativamente, aproximadamente un 40% en el caso de medidas direccionales y un 25% en medidas de intensidad. La mayor densidad de datos paleomagnéticos en Europa, en comparación con el resto del globo, permite desarrollar modelos regionales que cubran sólo esta zona, que se beneficien de una mayor resolución espacial y de la ausencia de influencia de *outliers* medidos fuera de la región. En este trabajo, se presenta un modelo regional de campo geomagnético actualizado que cubre los últimos tres milenios en Europa. El modelo ha sido obtenido utilizando la técnica R-SCHA-2D, que permite modelar el campo geomagnético sobre una porción en forma de casquete de la superficie de la tierra, aplicando métodos de regularización con significado físico.

El campo magnético terrestre varía en el tiempo de forma continua, sujeta a observación directa sólo en la época reciente. Sin embargo, las medidas arqueo- y paleomagnéticas permiten conocer la naturaleza del campo geomagnético a lo largo de miles de años, aunque sólo en lugares e instantes puntuales. La modelización geomagnética permite generar reproducciones continuas del campo, mediante el ajuste de conjuntos de funciones matemáticas que representan el potencial magnético (Pavón-Carrasco *et al.* 2009, 2014, Constable *et al.*, 2016). Uno de los usos más extendidos de los modelos de campo es la datación arqueomagnética, ya que permiten ubicar una medida en un tiempo dado según el grado de acuerdo con el modelo.

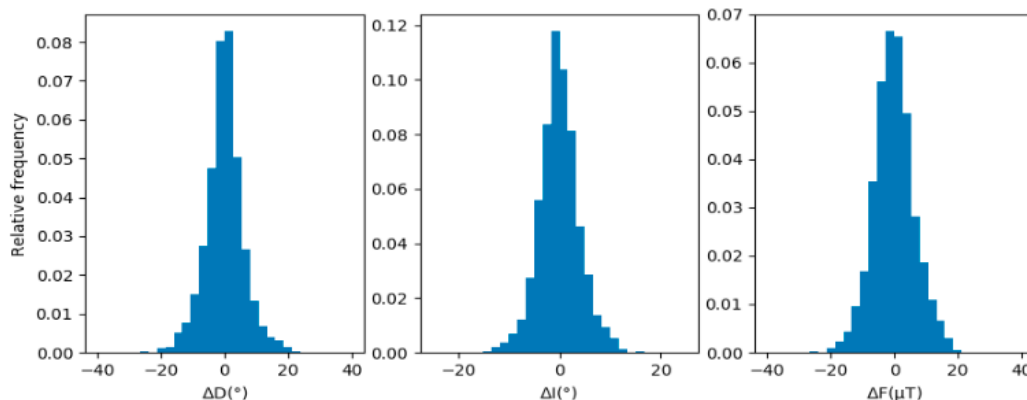


Figura 1. Histogramas de las diferencias residuales entre el modelo y el conjunto de datos original, para declinación, inclinación e intensidad (de izquierda a derecha).

El conjunto de datos de partida está basado en la base de datos GEOMAGIA50.v3 (Brown *et al.*, 2015), extendida utilizando la base de datos ArchaeoInt (Genevey *et al.*, 2008). También se han utilizado datos de estudios recientes aún no incorporados a las bases de datos. La metodología de elaboración del modelo está basada en el método RSCHA-2D, descrito por Thebault 2008), que permite modelar campos vectoriales derivados de un potencial sobre un casquete esférico, y mejora el método clásico SCHA, descrito por Haines (1985). La modelización regional de datos DIF (declinación, inclinación, e intensidad, que resultan de medidas arqueo- y paleomagnéticas) conlleva varios problemas: el campo dipolar (que representa más del 90% del total) sólo puede ser representado regionalmente con armónicos de muy alto grado. Este obstáculo se puede sortear modelando sólo las diferencias locales entre el campo y un campo dipolar aproximado. Por otro lado, ya que los valores de declinación, inclinación e intensidad dependen de los coeficientes del modelo de forma no lineal, el problema debe ser linealizado antes de ser resuelto por inversión lineal. Finalmente, el problema inverso, en general, requiere añadir regularización para obtener soluciones con significado físico. Esto significa buscar una solución que minimice una norma elegida, que en nuestro caso es una combinación lineal de dB^2r/dt^2 y B^2r .

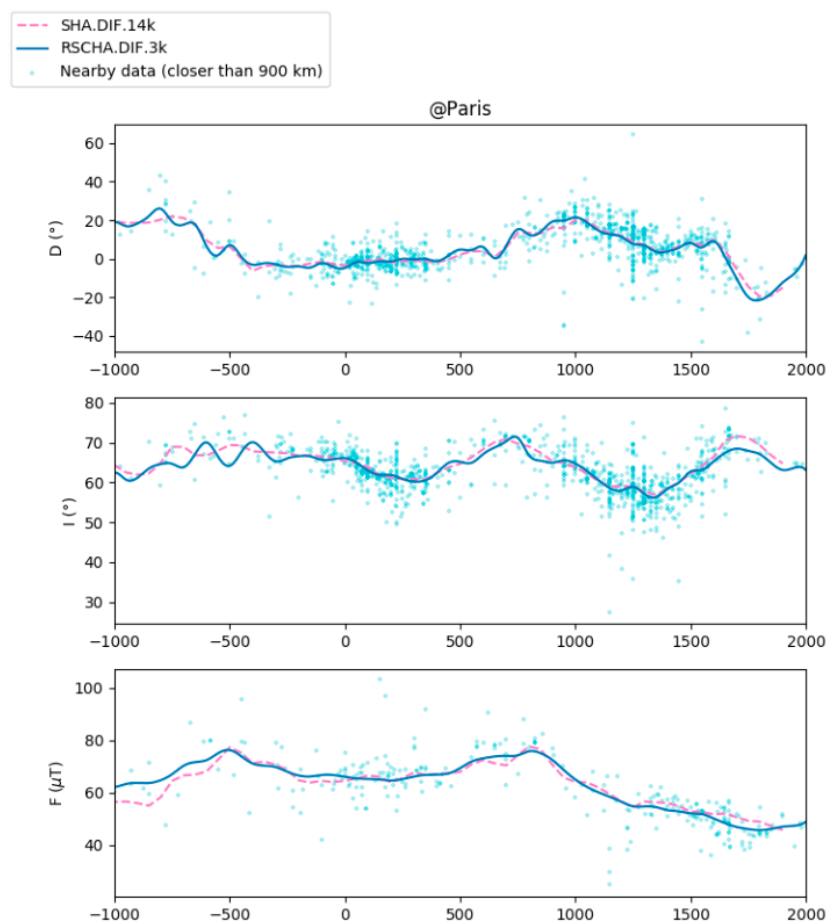


Figura 2. Curvas de variación secular ubicadas en París para los últimos 3000 años, generadas con el modelo del presente estudio, comparadas con datos cercanos (a 900 km o menos de París, relocalizados vía polo), y con el modelo global SHA.DIF.14K.

El modelo obtenido presenta un buen compromiso entre la suavidad temporal y espacial y el error rms respecto a los datos. Además, se ha estimado su error estadístico mediante una técnica *bootstrap*. Esto facilita su uso como herramienta de

datación, permitiendo obtener no sólo una fecha estimada, sino también intervalos temporales de confianza para la datación.

Referencias

- Brown, M.C., Donadini, F., Nilsson, A., Panovska, S., Frank, U., Korhonen, K., Schuberth, M., Korte, M., Constable, C. G. (2015) GEOMAGIA50. v3: 2. A new paleomagnetic database for lake and marine sediments. *Earth, Planets and Space*, 67(1): 70. DOI: 10.1186/s40623-015-0233-z
- Constable, C., Korte, M., Panovska, S. (2016) Persistent high paleosecular variation activity in southern hemisphere for at least 10 000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 453: 78-86. DOI: 10.1016/j.epsl.2016.08.015
- Genevey, A., Gallet, Y., Constable, C.G., Korte, M., Hulot, G. (2008) Archeoint: An upgraded compilation of geomagnetic field intensity data for the past ten millennia and its application to the recovery of the past dipole moment. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4). DOI: 10.1029/2007GC001881
- Haines, G.V. (1985) Spherical cap harmonic analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B3), 2583-2591. DOI: 10.1029/JB090iB03p02583
- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J. M., Gaya-Piqué L.R. (2009) A regional archaeomagnetic model for Europe for the last 3000 years, SCHA.DIF.3K: Applications to archaeomagnetic dating. *Geochem. Geophys. Geosy.*, 10 (3). DOI: 10.1029/2008GC002244
- Pavón-Carrasco, F. J., Osete, M. L., Torta, J. M., & De Santis, A. (2014) A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data. *Earth and Planetary Science Letters*, 388: 98-109. DOI: 10.1016/j.epsl.2013.11.046
- Thébault, E. (2008) A proposal for regional modelling at the Earth's surface, R-SCHA2D. *Geophysical Journal International*, 174(1): 118-134. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2008.03823.x

Centennial modulation of radionuclide production by the past Earth's magnetic field

F.J. Pavón-Carrasco (*, **), M. Gómez-Paccard (**), S. Campuzano (*), J.Fidel González-Rouco (*), M.L. Osete (*, **)

(*) Dpto. Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense de Madrid, fjpavon@ucm.es, sacampuzano@ucm.es, mlosete@ucm.es

(**) Instituto de Geociencias, IGEO (CSIC-UCM), mgomezpaccard@igeo.ucm-csic.es

(***) Dpto. Astrofísica y CC. Atmosféricas, Universidad Complutense de Madrid, fidelgr@ucm.es

The rate of production of cosmogenic isotopes, such as ^{14}C or ^{10}Be , plays an important role in our understanding of the solar-terrestrial relationship since radionuclides records stored in polar ice cores and tree rings offer the unique way to reconstruct changes in the solar total irradiance during the Holocene (see Usoskin, 2017, for a review). To accurately determine past solar activity, the effect of the variability of the geomagnetic field upon the production of cosmogenic radionuclides needs to be properly considered since the Earth's magnetic field greatly modulates the rate of isotope production in the atmosphere. Up to now, it has been assumed that the long-term time variation of isotope production rate is mainly modulated by changes in the geomagnetic field whereas the solar magnetic field dominates shorter time wavelengths (Snowball and Muscheler, 2007; Usoskin *et al.*, 2016).

Here we reanalyse this assumption by demonstrating that the geomagnetic field also exerts a strong modulation of high-frequency (periods of ~800 yr) atmospheric radiocarbon production rates that are currently being wrongly associated to solar activity. Specifically, we identify for the first time a clear and robust coherence, in terms of amplitude and phases, between the production rate curve directly derived from the geomagnetic field reconstruction derived from the SHA.DIF.14k global model (Pavón-Carrasco *et al.*, 2014) and the original isotope production curve for the Holocene (Steinhilber *et al.*, 2012). Our results provide a new vision of the mechanisms causing the observed isotope production variability and, hence, are crucial to re-evaluate past solar forcing and use it as a benchmark to test links between climate and total solar irradiance in the next generation of climate models.

Referencias

- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M., De Santis, A. (2014) A geomagnetic field model for the Holocene based on archeomagnetic and lava flow data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 388: 98-109.
- Snowball, I., Muscheler, R. (2007) Paleomagnetic intensity data: an Achilles heel of solar activity reconstructions. *The Holocene* 17, 6: 851-859. DOI: 10.1177/0959683607080531
- Steinhilber, F., Abreu, J.A., Beer, J., Brunner, I., Christl, M., Fischer, H., Heikkilä, U., Kubik, P.W., Mann, M., McCracken, K.G., Miller, H., Miyahara, H., Oerter, H., Wilhelms, F. (2012) 9,400 years of cosmic radiation and solar activity. *PNAS*, 109, 16: 5967-5971. DOI: 10.1073/pnas.1118965109
- Usoskin, I.G. (2017) A history of solar activity over millennia. *Living Rev. Sol. Phys.*, 14:3. DOI: 10.12942/lrsp-2008-3
- Usoskin, I.G., Gallet, Y., Lopes, F., Kovaltsov, G.A., Hulot, G. (2016) Solar activity during the Holocene: the Hallstatt cycle and its consequence for grand minima and maxima. *Astronomy and Astrophysics*, 27295. DOI: 10.1051/0004-6361/201527295

Magnetoestratigrafía de la Fm. Guara (cuenca de Jaca-Pamplona) en el entorno del embalse de la Peña. Registro de un evento tectónico a escala de cuenca en el tránsito Luteciense-Bartoniense

R. Silva-Casal (*), E.L. Pueyo (**), M. Aurell (*), A. Payros (***), J. Serra-Kiel (****)

(*) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza,
roi.silva.casal@gmail.com

(**) Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza

(***) Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología,
Universidad del País Vasco (UPV/EHU)

(****) Departament d' Estratigrafia, Paleontologia y Geosciències Marines, Universitat de
Barcelona

En este trabajo se presenta el estudio magnetoestratigráfico realizado en la Fm. Guara, cuyo objetivo principal ha sido la correlación y la datación de los materiales que conforman esta unidad. Este estudio forma parte de un trabajo más amplio, en el que se han tratado aspectos sedimentológicos, litoestratigráficos, bioestratigráficos y de estratigrafía secuencial, entre otros, de la Fm. Guara. Aquí se exponen algunos de los resultados más interesantes de este trabajo, en relación a la aportación conjunta de la magnetoestratigrafía, la bioestratigrafía y del análisis secuencial de la Fm. Guara, en torno al límite Luteciense-Bartoniense.

Para este trabajo se han realizado 3 perfiles magnetoestratigráficos (90 m en el perfil de la Osqueta, 110 m en el perfil de Murillo de Gállego, y 210 m en el perfil de la Foz de Escalote), en los cuales han sido analizados 334 niveles en total (68, 112, y 154 respectivamente), con una densidad de muestreo de aproximadamente una muestra por metro de serie estratigráfica. Los tres perfiles estudiados abarcan la totalidad de la Fm. Guara de cada sección y se han extendido hacia techo y muro de la misma. Las mediciones han sido realizadas en los laboratorios de paleomagnetismo de Fort Hoofddijk, de la Universidad de Utrecht (Países Bajos) y de la Universidad de Burgos.

En total, se han realizado 262 desmagnetizaciones térmicas (TH), y 96 desmagnetizaciones por campos alternos (AF). Los diagramas de desmagnetización muestran una componente viscosa, de baja temperatura, de hasta 250°C. La ChRM se ha identificado en dos intervalos de desbloqueo. Un buen número de muestras evidencian una temperatura de desbloqueo baja, en 300-350°C, próxima a la temperatura de desbloqueo de la pirrotina pero también incluida en el rango de desmagnetización de la magnetita. Además, también se han identificado temperaturas de desbloqueo más altas, en torno a 400-500°C, asociadas exclusivamente a magnetita ya que no se ha encontrado ninguna evidencia de hematites en las rocas estudiadas. En ningún caso se han obtenido temperaturas de desbloqueo superiores a 520°C. En muchos casos, a partir de 325-350°C se observan incrementos bruscos de intensidad y comportamientos erráticos en los diagramas de desmagnetización, asociados probablemente a la oxidación de sulfuros y filosilicatos de hierro y la creación de magnetita en el horno. Las muestras medidas por AF muestran un comportamiento similar, con dos rangos de desbloqueo, uno de baja coercitividad, por debajo de 30 mT, y otro de alta, hasta 100 mT. De un total de 481 especímenes medidos, se obtuvieron direcciones características (ChRM) fiables en 319 (66%). Sin embargo, del total de ChRM obtenidas, solo un 17% fueron consideradas de clase I

(55 muestras bien definidas y dirigidas al origen), frente a un 58% de clase II (185 muestras con polaridad clara pero con direcciones de peor calidad), y un 25% de clase III (79 muestras). Las muestras de clase III fueron descartadas para el cálculo de la secuencia local de polaridad (LPS), por no representar direcciones confiables. Debido a la calidad en general pobre de las ChRM calculadas, se decidió aplicar también una serie de filtros adicionales, con el objeto de garantizar la fiabilidad de la LPS y evitar ruido que dificultara la correlación con la escala global de polaridad magnética (MAD<15%, INT>10x10⁻⁶ A/m,-450<VGP>450, paso máx. >2500C/>30mT).

En los 3 perfiles se han obtenido direcciones normales e inversas, y resultados positivos en el test de inversión. La diferencia en la S₀ entre los 3 perfiles realizados ha permitido realizar el test del pliegue (ya que éstos se encontraban en tres posiciones estructurales bien contrastadas del anticlinal de Santo Domingo), obteniendo también resultados positivos, y garantizando de este modo el carácter primario de la remanencia magnética.

Los datos paleomagnéticos obtenidos han permitido la identificación de 5 magnetozonas desde la C20r a la C18r en el perfil de la Foz de Escalate, y 3 magnetozonas en los perfiles de Murillo de Gállego y la Osqueta, de la C19r a la C18r en ambos perfiles.

La presencia de macroforaminíferos en los 3 perfiles estudiados ha permitido la identificación de varias biozonas (SBZ, Serra-Kiel *et al.*, 1998). De este modo, en el perfil de la Foz de Escalate se han identificado las biozonas SBZ 14, 15 y 16, mientras que en los perfiles de Murillo de Gállego y la Osqueta se han identificado taxones pertenecientes a las biozonas SBZ 15 y 16. A partir de estos datos, se ha llevado a cabo la calibración bio-magnetoestratigráfica de los perfiles realizados.

La correlación magneto-bioestratigráfica realizada entre estos perfiles, junto con el análisis sedimentológico y secuencial de los mismos, ha permitido detectar un basculamiento de la cuenca de Jaca-Pamplona durante el registro del cron 19n. Este hecho se interpreta como la respuesta litosférica, a través de un mecanismo de subsidencia flexural, a un aumento repentino de la carga litostática. Este aumento de la carga litostática se debe, probablemente, al movimiento de la lámina de zócalo de Gavarnie. Este hecho se asocia a la transgresión "Biarritziense" (Bartoniense) descrita por Plaziat (1981) y Puigdefábregas (1975), señalada por estos autores como un evento a escala de cuenca. Este trabajo, por lo tanto, representa un registro de gran precisión geocronológica, del movimiento de las láminas de zócalo, y evidencia las ventajas de los estudios multidisciplinares en este tipo de contextos tectosedimentarios.

Referencias

- Plaziat, J.-C. (1981) Late Cretaceous to late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 36: 211–234. DOI: 10.1016/0031-0182(81)90110-3
- Puigdefábregas, C. (1975) La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos* (Monografía), 1–188.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrández, C., Samsó, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strugo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J., Zakrevskaya, E., Abregge, F.A. (1998) Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. la Soc. Geol. Fr.*, 169: 281–299.

Magnetostratigraphic data from lower part of Gabardiella section: Early - Middle Eocene, Southern Pyrenees

A. Rodríguez-Pintó (*), E. Sanchez (**), A. Barnolas (***), P. Serra-Kiel (****), J.M Samsó (****), T. Mochales (***), E.L. Pueyo (***), Scholger, R. (*****)

(*) C.A.C.T.I. University of Vigo, (Spain), adriana.rodriguez@uvigo.es

(**) University of Burgos, (Spain), emsanchez@ubu.es

(***) Instituto Geológico y Minero de España, (IGME), unaim@igme.es

(****) University of Barcelona, (Spain), josepserra@ub.edu

(*****) Freelance Geologist Consultor, josemsamso@gmail.com

(******) Gams Paleomagnetic Laboratory. Montantuniversität Leoben, Austria, scholger@unileoben.ac.at.

Abstract

In this paper we present new magnetostratigraphic data performed in the lower part of the Gabardiella section. Sixty-three levels were sampled in 218 m with the aim to determine the Cuisian- Lutetian boundary at this location. Despite the limited quality of the data, we observe normal and reverse primary directions with a mean of (n, D, I, Alfa95 & k: 25, 037, 49, 18, 3). As a result it is presented the paleomagnetic LPS data and its correlation with the GTPS and pre-existent biostratigraphic studies. We could correlate the Garbardiella LPS with C22 – C20r chrons. The Cuisian –Lutetian boundary seems to be eroded as in other locations of the basin, and the chron C20 is very well developed as pre-existent data pointed out.

Key words: paleomagnetism, Ypresian – Lutetian boundary, cronostratigraphic dating, External Sierras.

Resumen

En este artículo presentamos nuevos datos estratigráficos de la base del perfil de Gabardiella. Sesenta y tres niveles fueron muestreados a lo largo de 218 m de sección con el objeto de determinar la cronología Cuisiense- Luteciense. Aunque la calidad de los datos es limitada, es suficiente para definir una secuencia local de polaridad (LPS) y permite calcular una media fisheriana razonable (n, D, I, Alfa95 & k: 25, 037, 49, 18, 3). Como resultados, presentamos la LPS, correlacionada con la escala global y apoyándonos en datos bioestratigráficos pre-existentes. Se correlacionaron los cronos C22, 21 y C20r. El límite parece erosionado tal y como sucede en otras localidades de la cuenca surpirenaica, y el cron C20 está bastante bien desarrollado tal y como se describe en secciones estudiadas.

Palabras clave: paleomagnetismo, límite Ypresiense – Luteciense, datación cronoestratigráfica, Sierras Exteriores.

Introduction and geological setting

We performed a new magnetostratigraphic section in the Gabardiella anticline with cronostratigraphic purposes. The Gabardiella section (GA, Rodríguez- Pintó *et al.*, 2012) is located in the west limb of Gabardiella anticline, close to Lúsera and Belsué localities at the Southern Pyrenees. At the bottom, the main section comprises bioclastic marls and silty limestones attributed to the Boltaña formation of Barnolas *et*

al. (1991) (Samsó *et al.*, 2014), with appearances of alveolines (SBZ11). Over them, a thick group of limestones (660m), represents the Guara formation of Puigdefábregas (1975), in the sense of Samsó *et al.* (1994); Rodríguez-Pintó *et al.* (2012). The marls of Arguis formation show up at the top of the section (Fig. 1).

Pre-existent paleomagnetic data of the Eocene in the basin (Hogan and Burbank, 1996; Mochales, 2011; Rodríguez-Pintó, 2013; Garcés *et al.*, 2014 among others), give us information about chronologic data in the area, and also, information about rotations (San Miguel *et al.*, 2010). Gabardiella section is another potential section with significant chronologic and kinematics information. In this study, we focus on the chronology of the base of the section (Ypresian-Lutetian boundary).

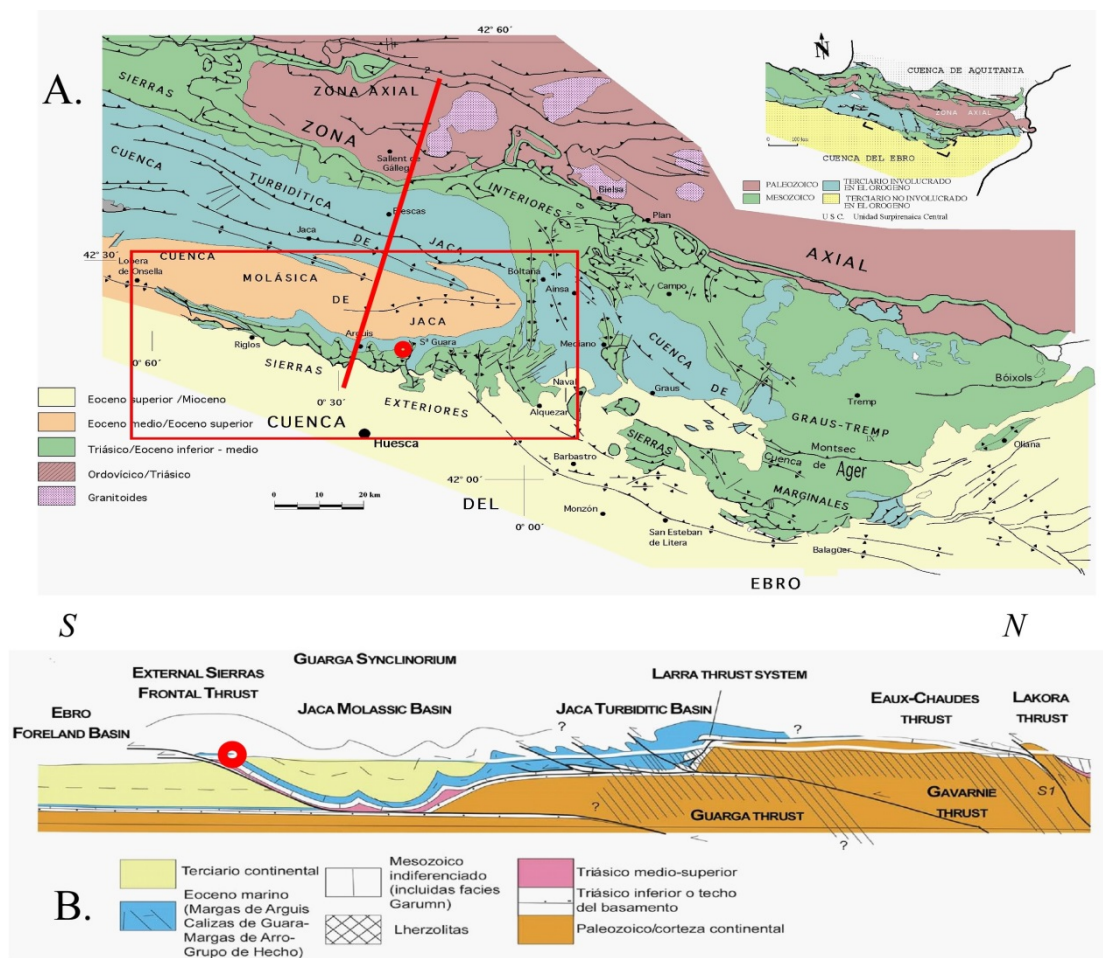


Figure 1. Location of the Gabardiella section and main geological features of the area of study: A. Geologic map of the Southwestern Pyrenees. Highlighted rectangle: Jaca basin, External Sierras and Ebro Basin (from North to South). B. Geological cross-section (from Casas and Pardo, 2004). The red point shows the location of the Gabardiella section. It can be seen that the involved rocks are structurally located on the External Sierras frontal thrust.

Sampling and laboratory

The 63 levels of rocks were sampled in the core of the Gabardiella anticline, west limb in the first 218m of the Gabardiella section. Samples were drilled each ~3 m of section, using a petrol powered machine and a refrigeration system to avoid disturbance in the paleomagnetic record. Samples were in-situ oriented with a magnetic compass. At the laboratory, samples were cut in standard specimens for their consequent study. For measurements, we used a 2G cryogenic magnetometer SRM-755 and the analyses were performed in the Laboratory of Paleomagnetism of University of Leoben (Austria).

Thermal demagnetization was systematically performed in all samples, up to 14 demagnetization steps (30 -50° by step), from room temperature up to 570 °C were measured.

Paleomagnetic data and statistics

Data directions were calculated from the samples by means of end-point and principal component analyses (PCA; Kirschvink, 1980) using the VPD software (Ramón *et al.*, 2017) and means were calculated using Fisher's (1953) statistics. There was possible to calculate directions going towards the origin only in a 57% of analyses. Directions were calculated over a 5 steps in average and unblocking temperatures spread between 250° and 570°C but most of the samples were too weak after 450°C, or they generated spurious authigenic minerals in the oven.

Clustering distribution is deficient, but we could calculate a reasonable mean (n, D, I, Alfa95 & k: 25, 037, 49, 18, 3) in agreement with previous data in the region (Pueyo *et al.*, 2002). . In figure 2, Virtual Geomagnetic Poles are showed. Stability tests have not been yet performed locally, but there are several regional datasets supporting the primary origin of the record in Eocene limestones (Hogan and Burbank 1996; Mochales, 2011; Rodríguez-Pintó, 2013).

Results

Five polarity zones were determined in the LPS. We propose a tentative correlation; even the chrons have been defined under some degree of uncertainty (Fig. 2).

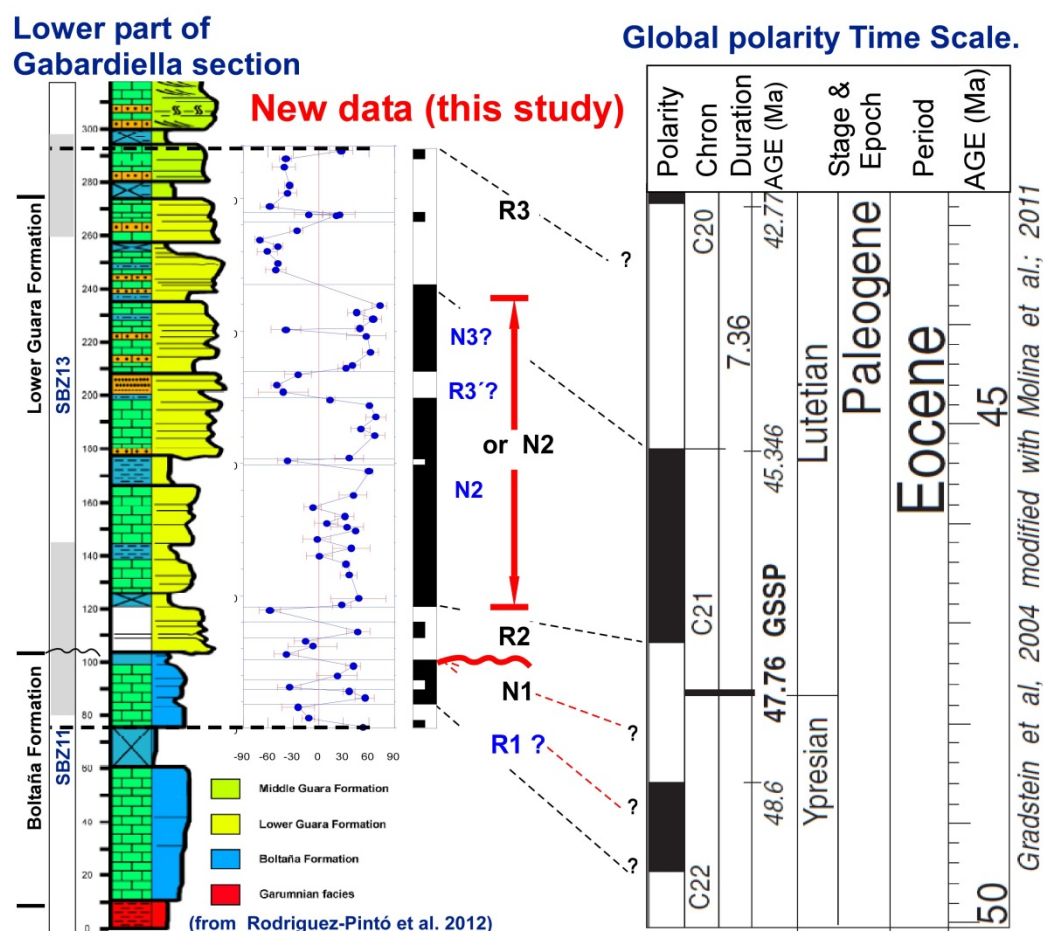


Figure 2. Paleomagnetic data of Gabardiella section, in a Local Polarity Sequence (LPS), showing Virtual Geomagnetic Poles (VGP), and its correlation with the Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS).

From base to top, the first pair of chrons (N1&R1) can be assigned as C22 chron, and R2 & N2 to C21, according to SBZ zonation (recalibrated in Rodríguez-Pintó *et al.*, 2012). It is important to notice, there is certain ambiguity into the N2, also as its wide size feature. According to current data, C22 can be assigned to R2 & N2 but we do not discard other possibility of correlation (N3 & R3' for example). Finally, towards the top of the Lower Guara Formation, C20r can be assigned to R3.

Acknowledgements

The laboratory paleomagnetic works were supported by the CGL2010-15416 MCyT Project.

References

- Barnolas, A., Samsó, J.M., Teixell, A., Tosquella, J., Zamorano, M. (1991) Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona. I Congreso del Grupo Español del Terciario. Libro-Guía de la excursión nº 1, EUMO Gràfic, Vic, 123.
- Casas Sainz, A.M. y Pardo, G. (2004) Estructura pirenaica y evolución de las cuencas sedimentarias en la transversal Huesca-Olorón. En: Geo-Guías 1. "Itinerarios Geológicos por Aragón: 63-96. Sociedad Geológica de España.
- Fisher, R. A. (1953) Dispersion on a sphere, Proceedings of the Royal Society, London, Ser. A 217, 295-305. DOI: 10.1098/rspa.1953.0064
- Garcés, M., López-Blanco, M., Valero, L., Beamud, E., Pueyo-Morer, E., Rodríguez-Pinto, A. (2014) Testing orbital forcing in the Eocene deltaic sequences of the South-Pyrenean Foreland Basins. In EGU General Assembly Conference Abstracts, 16: 10681.
- Hogan, P.J., Burbank, D.W. (1996) Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the external Sierra, southern Pyrenees, in: P.F. Friend, C.J. Dabrio (eds.), Tertiary Basins of Spain the stratigraphic record of crustal kinematics, Cambridge.
- Kirschvink, J. L. (1980) The least-squares line and plane and the analysis of the paleomagnetic data. Geophys. J. R. Astron. Soc., 62: 699-718. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x
- Mochales, T. (2011) Chronostratigraphy, vertical-axis rotations and AMS of the Boltaña anticline (Southern Pyrenees); kinematic implications. PhD thesis, Universidad de Zaragoza. 222 pp.
- Pueyo, E. L., Millán, H., Pocovi, A. (2002) Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees). Sedimentary Geology, 146(1): 191-208. DOI: 10.1016/S0037-0738(01)00172-5
- Puigdefàbregas, C. (1975) La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. Pirineos, 104: 1-188.
- Ramon, M. J., Pueyo, E. L., Oliva-Urcia, B., Larrasoana, J. C. (2017) Virtual directions in paleomagnetism: A global and rapid approach to evaluate the NRM components. Frontiers in Earth Science, 5, 8. DOI: 10.3389/feart.2017.00008
- Rodríguez-Pintó, A. (2013) Magnetoestratigrafía del Eoceno inferior y medio en el frente Surpirenaico (Sierras Exteriores): Implicaciones cronoestratigráficas y cinemáticas. PhD thesis, Universidad de Zaragoza. 371pp.
- Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E. L., Serra-Kiel, J., Samsó, J. M., Barnolas, A., Pocovi, A. (2012) Lutetian chronostratigraphic calibration based on magnetostratigraphy and shallow benthic zones biostratigraphy at the Isuela section (Southern Pyrenees). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology DOI: 10.1016/j.palaeo.2012.03.012.
- Samsó, J.M., Sanz-López, J., García-Senz, J. (2014) Mapa geológico a escala 1:50.000 y memoria de la hoja nº 248 (Apiés). 2ª edición, MAGNA, IGME, Madrid. 75 pp.
- Samsó, J.M., Serra-Kiel, J., Tosquella, J., Travé, A. (1994) Cronoestratigrafía de las plataformas lutecienses de la zona central de la cuenca surpirenaica. In A. Muñoz, A. González and A. Pérez (eds.). II Congreso del Grupo Español del Terciario, Comunicaciones, Jaca, 205-208.
- San Miguel, G., Hernández, R., Pueyo, E.L. and the Geokin3DPyr, (2010) Pyrenean Paleomagnetic Database; Concept, state-of-the-art, and web interface design. Proceedings MAGIBER VI, (Puigcerda, Gerona) pp 51-54.

Paleomagnetic constraints on the kinematics of the Mediano Anticline (Ainsa Basin). Preliminary results

E. Beamud (*, **), E.L. Pueyo (***), J.A. Muñoz (**), L. Valero (*, **), P. Granado (**)

(*) Laboratori de Paleomagnetisme CCiTUB-CSIC, Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", C/ Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona, betbeamud@ub.edu

(**) GEOMODELS Research Institute, Geodynamics and Basin Analysis Research Group, Dept of Earth and Ocean Dynamics, University of Barcelona

(***) IGME - Instituto Geológico y Minero de España. Unidad de Zaragoza

The Mediano anticline belongs to the Sobrarbe fold system (Fernández *et al.*, 2012), which is a system of kilometer-scale N-S trending folds in the footwall of the Cotiella and Peña Montañesa-Montsec thrust sheets. These folds (Mediano, Olsón, Añisclo and Boltaña anticlines) are detachment to fault-propagation folds, which detached into the Triassic evaporites and deform the Upper Cretaceous-Paleogene stratigraphic succession of the Gavarnie thrust sheet (Figure 1). Specifically, the Mediano anticline is a 20 km long detachment fold cored by Triassic evaporites. In its southern sector it displays eastward vergence (Figure 1) and a northward plunge of about 10°. To the north, the Mediano anticline changes to a NW-SE trend before terminating below the turbidites of the Ainsa basin.

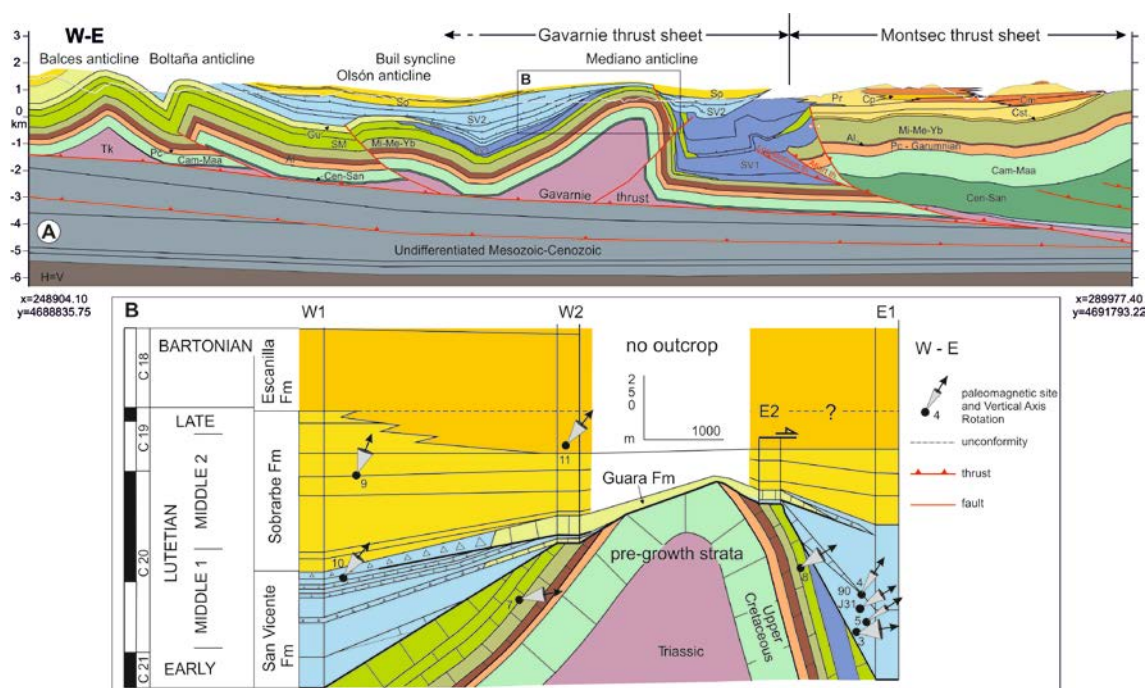


Figure 1. A. Cross-section of the southern part of the Ainsa Oblique Zone. B. Enlargement of the Mediano anticline and location of the paleomagnetic sites from Muñoz *et al.* (2013) with respect to the syn-folding growth sequence. W1, W2, E1 and E2 correspond to four stratigraphic columns constructed across the growth sequence, two of them in the western limb and two of them in the eastern limb of the anticline. (Muñoz *et al.*, 2013)

The Sobrarbe fold system has been described by many authors due to its high obliquity with respect the main E-W to ESE-WNW Pyrenean structural trend and has been the subject of numerous paleomagnetic studies aimed to explain the origin of this obliquity.

Previous paleomagnetic studies in the Mediano anticline by Dinarès-Turell (1992), Bentham (1992) and Muñoz *et al.* (2013) identified vertical axis rotations (VAR) between 58° and 80° in sediments of Ilerdian, Cuisian and lower Lutetian age. The magnitude of rotation decreases progressively through Lutetian times to reach minimum values of VAR during the late Lutetian to Bartonian (15° to 35°) (Fig. 1). Moreover, there are two contrasted interpretations of the rotational kinematics of the South Pyrenean Basal thrust. One proposes a diachroneity of the rotation westwards (based on the data from the Pico del Aguila (Pueyo *et al.*, 2002), Boltaña (Mochales *et al.*, 2012 and 2016) and the Balzes anticlines (Rodríguez-Pintó *et al.*, 2016), this diachroneity spans between Lutetian and Priabonian times. On contrary (Muñoz *et al.*, 2013) propose a regional and younger rotation during the Bartonian. The Mediano anticline, older than the aforementioned structures is a key structure to shed some light on these divergent hypotheses. Despite the abundance of paleomagnetic data, a better VAR/age control is needed to precisely establish the onset of rotation linked to the growth of the Mediano anticline and refine its kinematic history. We present the preliminary results of 20 new paleomagnetic sites drilled in Cuisian to Lutetian materials of the Mediano anticline. Sites MD1 to MD7 were obtained in the western limb of the southern portion of the Mediano anticline, close to the Mediano dam. Sites MD8 to MD20 were distributed along a north-south transect in order to paleomagnetically constrain the change in trend of the Mediano anticline from N-S to NW-SE.

Acknowledgements

This is a contribution of the Geomodels Research Group. Funding came from projects CGL2014-54118-C2-1-R and CGL2014-54118-C2-2-R (Spanish Ministry).

References

- Bentham, P. (1992) *The tectono-stratigraphic development of the western oblique ramp of the South-Central Pyrenean thrust system, Northern Spain*. PhD Thesis, University of Southern California, 253 pp.
- Dinarès-Turell, J. (1992) *Paleomagnetisme a les unitats sudpirinenques superiors. Implicacions estructurals*. PhD thesis, Universitat de Barcelona. 462 pp.
- Fernández, O., J.A. Muñoz, P. Arbués, and O. Falivene (2012) 3-D Structure and evolution of an oblique system of relaying folds: The Ainsa basin (Spanish Pyrenees). *Journal of the Geological Society of London*, 169: 545-559. DOI:10.1144/0016-76492011-068.
- Mochales, T.; Casas, A.M.; Pueyo, E.L.; Barnolas, A. (2012) Rotational velocity for oblique structures (Boltaña anticline, southern Pyrenees). *Journal of Structural Geology* 35: 2-16. DOI:10.1016/j.jsg.2011.11.009
- Mochales, T.; Pueyo, E.L.; Casas, A.M.; Barnolas, A. (2016) Restoring paleomagnetic data in complex superposed folding settings: the Boltaña anticline (Southern Pyrenees). *Tectonophysics*, 671: 281–298. DOI:10.1016/j.tecto.2016.01.008
- Muñoz, J.A., Beamud, E., Fernández, O., Arbués, P., Dinarès-Turell, J., Poblet, J. (2013) The Ainsa Fold and Thrust Oblique Zone of the Central Pyrenees: Kinematics of a curved contractional system from paleomagnetic and structural data. *Tectonics*, 32: 1142-1175. DOI: 10.1002/tect.20070
- Pueyo, E.L., Millán, H., Pocoví, A. (2002) Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees). *Sedimentary Geology*, 146: 191 – 208. DOI: 10.1016/S0037-0738(01)00172-5
- Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E. L., Sánchez, E., Calvin, P., Ramajo, J., Ramón, M.J., Pocoví, A., Barnolas, A., Casas, A. M. (2016) Rotational kinematics of a curved fold: a structural and paleomagnetic study in the Balzes anticline (Southern Pyrenees). *Tectonophysics*, 677–678: 171–189. DOI: 10.1016/j.tecto.2016.02.049

Magnetoestratigrafía de los depósitos continentales del borde N de la Cuenca del Ebro, datando las últimas deformaciones del orógeno pirenaico centro-occidental

B. Oliva Urcia (*), E. Beamud (**), M. Garcés (***), R. Soto (****), E. Pueyo (****), C. Arenas (****), L. Valero (*****); G. Pardo (*****)

(*) Dpto. Geología y Geoquímica, Fac. Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid, Ciudad Universitaria de Cantoblanco, 28049 Madrid, belen.oliva@uam.es

(**) Laboratori de Paleomagnetisme CCiTUB-CSIC, Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera" 08028 Barcelona

(***) Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona

(****) Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza, 50006 Zaragoza

(*****) Dpto. Ciencias de la Tierra, Fac. Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50003 Zaragoza

(*****) Departament de Geologia. Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra.

En este trabajo se presentan los resultados magnetoestratigráficos obtenidos a partir del muestreo de ~5200 m de sedimentos continentales de la Fm Campodarbe (fluvial, de procedencia Este fundamentalmente) y de la Fm Uncastillo (aluvial, de procedencia Norte fundamentalmente). Las edades de estas Fms quedan acotadas entre el Eoceno-Oligoceno, de ~36 Ma a 24,5 Ma (Priaboniense-Chattiense para la Fm Campodarbe) y entre 24,5 Ma y ~ 21 Ma (Chattiense-Aquitaniense para la Fm Uncastillo, aunque no se ha podido muestrear la parte superior de ésta).

El muestreo se ha llevado a cabo en el borde norte de la cuenca de antepaís del Ebro (Fig. 1), donde se ha descrito con anterioridad la actividad del frente de deformación pirenaico a partir de geometrías *onlap-offlap* en planta para el cabalgamiento de San Felices (intra-Campodarbe) y geometrías de discordancias sintectónicas (*growth strata*) dentro de la Fm Uncastillo relacionadas con los cabalgamientos descritos en las Sierras Exteriores Aragonesas (Lámina de Punta Común y Láminas de Riglos) (Millán Garrido, 1996; Arenas *et al.*, 2001). Por lo tanto, además del valor cronoestratigráfico de esta serie, esta magnetoestratigrafía va a permitir datar la cinemática del frente surpirenaico centro-occidental.

Se han estudiado dos secciones diferentes que de muro a techo son; Luesia y Fuencalderas. En la sección de Luesia se han tomado 323 muestras en 4000 m de la Fm Campodarbe, con un espaciado promedio de 12 m. En la sección de Fuencalderas se han tomado 217 muestras en 1200 m de la Fm Uncastillo con un espaciado promedio de 6 m. Las muestras se han tomado preferentemente en sedimentos de grano fino (lutitas, arcillas y areniscas de grano fino).

La magnetización característica calculada se ha clasificado según su calidad en tres niveles. La temperatura de desbloqueo de la misma es típica de hematites y/o maghemita ya que ocurre por encima de 620°C (Fig. 2).

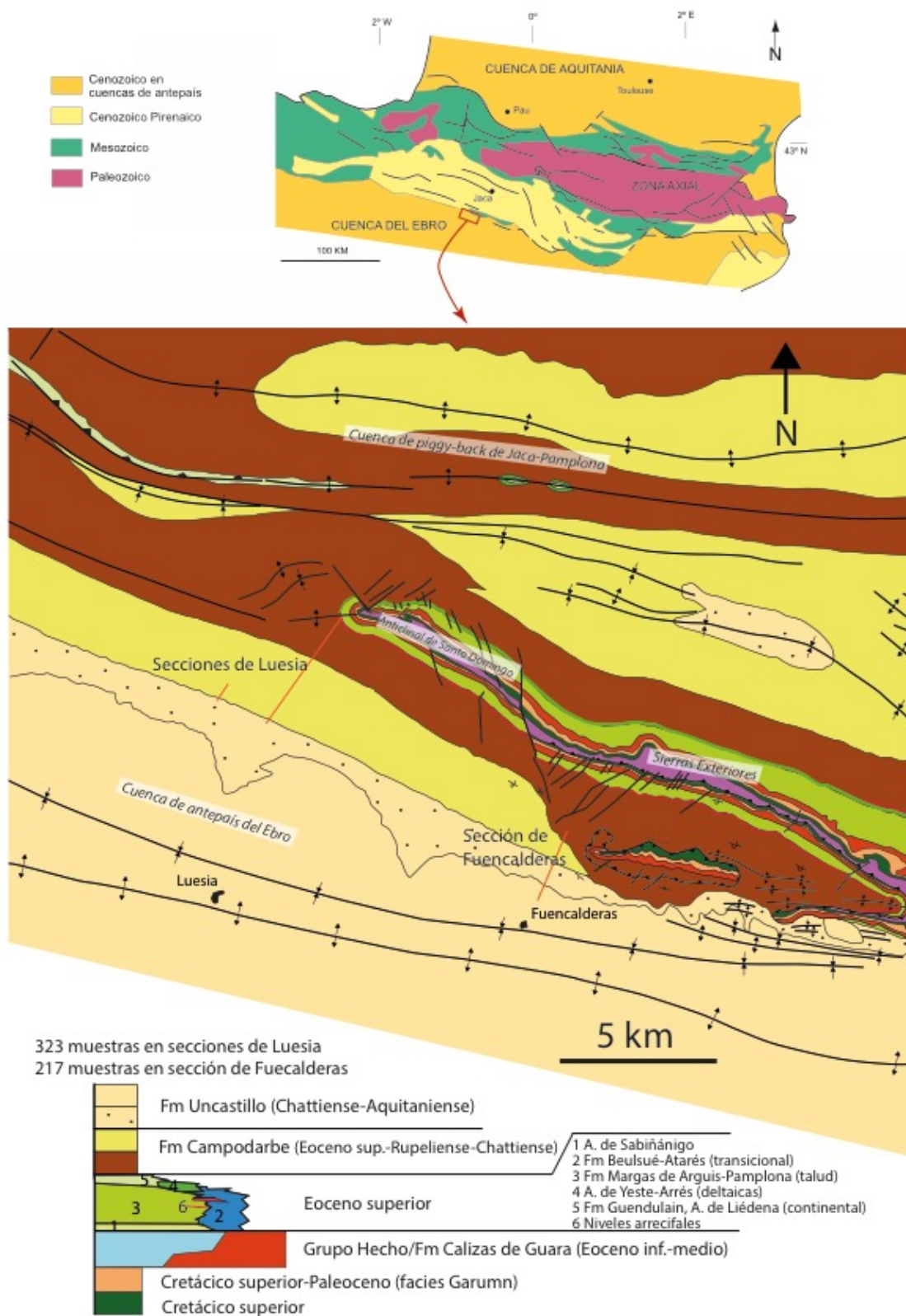


Figura 1. Mapa geológico de la zona muestreada con la localización de las secciones en rojo. Mapa de Puigdefàbregas 1975.

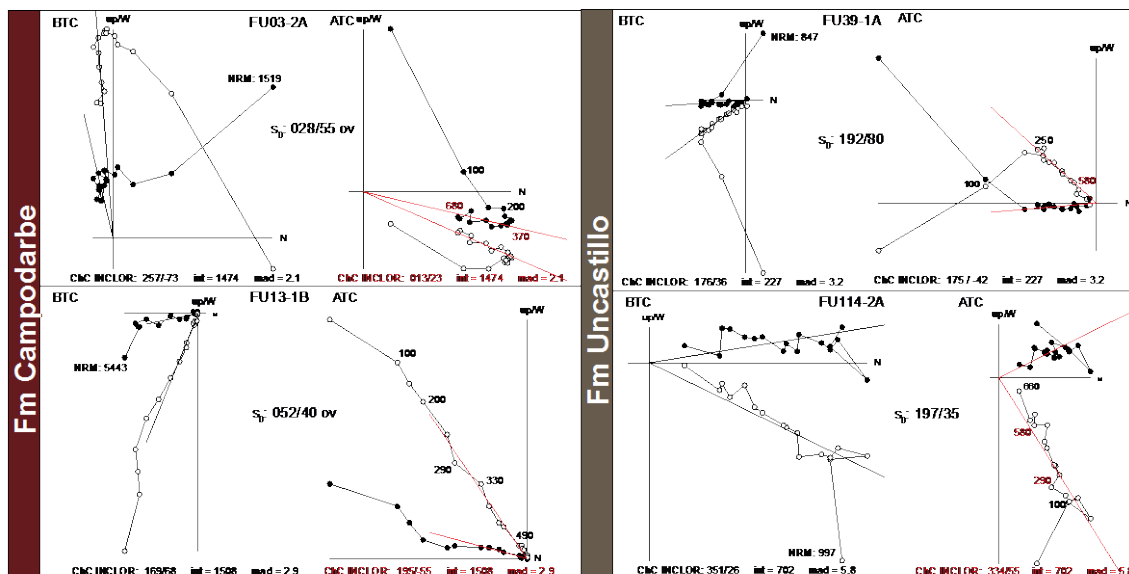


Figura 2. Diagramas ortogonales de la desmagnetización térmica por pasos de muestras seleccionadas.

La componente característica calculada tiende a agruparse en polaridades normales o invertidas una vez restituida la estratificación a su posición horizontal, lo que certifica el carácter primario de la magnetización y la posibilidad de construir una secuencia local de polaridad que se pueda correlacionar con la GPTS (Fig. 3).

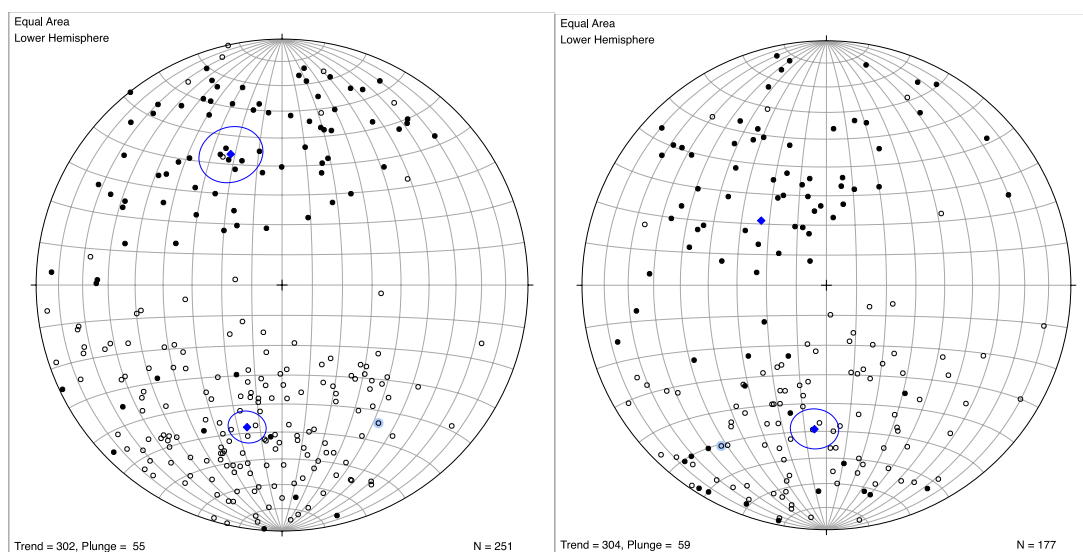


Figura 3. Direcciones medias (calidades 1 y 2) en coordenadas estratigráficas de las secciones de Luesia a la izquierda ($N_{normal}= 83; 338,6, 42,3; \alpha_{95}=3,4$ y $N_{inversa} = 168; 193,8; -40,2; \alpha_{95}= 5,7$) y Fuencalderas a la derecha ($N_{normal}= 79; 314,7, 59,2$ y $N_{inversa} = 98; 184,7; -40,6; \alpha_{95}= 7,2$)

Además de datar la deformación del frente pirenaico, la comparación con datos magnetoestratigráficos previos realizados en la cuenca de Jaca-Pamplona (Hogan, 1993), pone de manifiesto la diacronía del fin del registro sedimentario entre esa cuenca de *piggy-back* y la cuenca de antepaís del Ebro (Oliva-Urcia *et al.*, 2015). Asimismo, las tasas de sedimentación son diferentes, en la cuenca de *piggy-back* se alcanzan los 63 cm/ka (Costa *et al.*, 2010) mientras que en la cuenca del Ebro no sobrepasan los 35 cm/ka (Oliva-Urcia *et al.*, 2015). Se constata también que el comienzo de la continentalización en esta parte de la cuenca ocurre en torno a los 36 Ma, tal y como se determinó en Costa *et al.* (2010).

Agradecimientos

Investigación realizada gracias al proyecto SEROS de referencia CGL2014-55900-P, del Ministerio de Economía y Competitividad.

Referencias

- Arenas, C., Millán, H., Pardo, G., Pocoví, A. (2001) Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (north-eastern Iberia): controls on basin margin fans and fluvial systems. *Basin Research*, 13: 65-86. DOI: 10.1046/j.1365-2117.2001.00141.x
- Costa E, Garcés M, López-Blanco M, Beamud E, Gómez-Paccard M, Larrasoña JC (2010) Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): magnetostratigraphic constraints. *Basin Research*, 1;22(6): 904-17. DOI: 10.1111/j.1365-2117.2009.00452.x
- Hogan, P.J. (1993) Geochronology, Tectonic, and stratigraphic evolution of the southwest Pyrenean foreland basin, northern Spain. PhD University of Southern California, 219 pp.
- Millán Garrido, H. (1996) Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 330 pp.
- Oliva-Urcia B, Beamud E, Garcés M, Arenas C, Soto R, Pueyo EL, Pardo G (2015) New magnetostratigraphic dating of the Palaeogene syntectonic sediments of the west-central Pyrenees: tectonostratigraphic implications. *Geological Society, London, Special Publications*, 3;425: SP425-5. DOI: 10.1144/SP425.5
- Puigdefábregas, C., (1975) La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos*, 104, 188 pp.

Reevaluación de la datación magnetoestratigráfica del límite de UTS T4/T5 en las partes centrales de la Cuenca del Ebro

F.J. Pérez-Rivarés (*), C. Arenas (**), M. Garcés (***)

(*) Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, perezriv@unizar.es

(**) Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza.

(***) Dept. Dinàmica de la Terra y l'Oceà, Universitat de Barcelona.

El análisis tectosedimentario (TSA; Pardo *et al.*, 1989) se basa en la semejanza de la evolución secuencial de las Unidades Tectosedimentarias (UTS) reconocidas localmente y las características de las rupturas sedimentarias que son sus límites. Una UTS es una unidad genética, y se describe como un cuerpo tridimensional de rocas sedimentarias que representa un intervalo cronoestratigráfico determinado, e incluye tanto el registro sedimentario como los hiatos; incluidos los que se puedan haber producido allá donde los límites (rupturas sedimentarias) de la unidad sean discordancias. Por definición, los límites de UTS se consideran isócronos allí donde sus límites son conformidades estratigráficas.

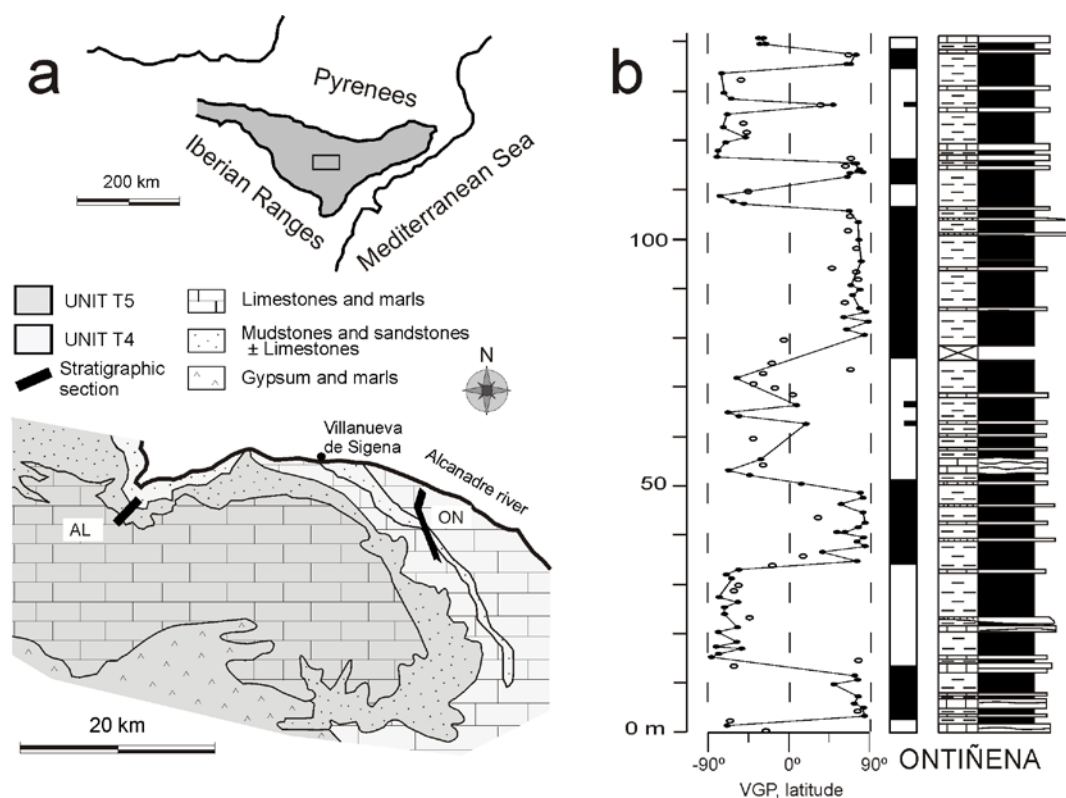


Figura 1. a) Distribución espacial de litofacies y UTS (modificado de Arenas *et al.*, 1999) del área de estudio, y situación de las secciones estratigráficas de Ontiñena (ON), estudiada en esta contribución, y de Albalatillo (AL, Pérez-Rivarés *et al.*, 2002). b) Perfil estratigráfico y magnetoestratigrafía local de la sección de Ontiñena. Los círculos negros (blancos) indican datos de primera (segunda) calidad. Las bandas negras (blancas) corresponden a polaridad normal (inversa).

Los factores alocíclicos que operan en la génesis de estas unidades pueden ser tectónicos o climáticos. Cuando domina el primer factor, a lo largo de los márgenes de la cuenca, los límites son discordancias angulares, discordancias sintectónicas o conformidades, mientras que en las zonas centrales de la cuenca pasan a ser conformidades. Cuando domina el factor climático, los límites se manifiestan como conformidades o paraconformidades.

En la Cuenca del Ebro, el TSA ha permitido la identificación de 8 UTS que se extienden desde el Thanetiense al Mioceno Medio (Pardo *et al.*, 2004). La parte del sector central de la Cuenca del Ebro en la que se centra esta contribución está directamente relacionada con el desarrollo del cabalgamiento surpirenaico y representa la última etapa del proceso de formación de la cuenca de antepaís surpirenaica. El área fuente de los depósitos detríticos relacionados con el sistema fluvial de Huesca (Hirst y Nichols, 1986), que afecta al área de estudio, se localiza principalmente en la Unidad Surpirenaica Central, la Zona Axial y en menor medida en las Sierras Exteriores (Luzón, 2005). En el área estudiada (Fig. 1) afloran materiales miocenos propios de un sistema lacustre de carácter endorreico y de un sistema aluvial distal (Arenas, 1993; Luzón, 2001). Los depósitos lacustres incluyen facies de margas, yesos y calizas, estas últimas con facies laminadas, bioclásticas masivas y bioturbadas, relacionadas con depósitos aluviales (lutitas y areniscas) que corresponden a los sectores más distales de los abanicos del sistema de Huesca.

De entre estas facies se han elegido para un muestreo magnetoestratigráfico las facies de calizas y margas grises y de lutitas grises, marrones y rojas que se presentan a lo largo de la sección de Ontiñena (Fig. 1).

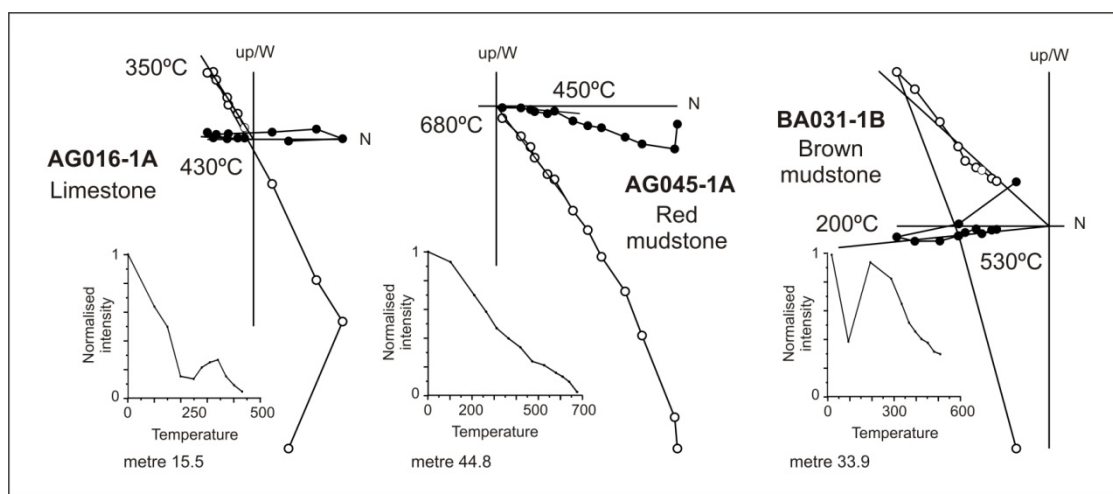


Figura 2. Ejemplos de diagramas de desmagnetización en proyección ortogonal y gráficas de caída de la intensidad de la NRM en cada paso de temperatura de la rutina de desmagnetización de la sección de Ontiñena.

El análisis paleomagnético ha consistido en una rutina de desmagnetización y medida de la magnetización remanente natural (NRM) en pasos de entre 10 y 100°C, con una temperatura máxima de 680°C. La magnetización remanente se ha medido utilizando el magnetómetro criogénico 755-model (2G Enterprises) del Laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Barcelona (Serveis de Suport a la Recerca of the Universitat de Barcelona i CSIC).

La mayoría de las muestras tienen tres componentes en sus diagramas de desmagnetización (Fig. 2). En todas las muestras se produce la desmagnetización de una componente de magnetización viscosa y orientación aleatoria en torno a 100°C. Una segunda componente de dirección norte, relacionada con el campo magnético

actual, se ha desmagnetizado a temperaturas entre 350 y 400°C, y solo en algún caso (todos ellos de lutitas rojas), se alcanzan los 450°C. En las muestras de caliza, la componente de más alta temperatura, o componente característica (ChRM), presenta temperaturas de desbloqueo en torno a los 430°C en la mayoría de los casos; sólo unas pocas muestras han alcanzado una temperatura de 500°C. Las muestras de lutita gris y marrón alcanzan temperaturas de desbloqueo en torno a los 530°C; en las lutitas rojas la desmagnetización se produce entre los 640° y 680°C. Las temperaturas de desbloqueo máximas sugieren que la magnetita y la hematites son los principales minerales portadores de la magnetización.

Se ha obtenido una magnetoestratigrafía local a partir del cálculo de las latitudes de los polos virtuales geomagnéticos (VGP). Se han diferenciado cinco magnetozonas normales e inversas con al menos dos estaciones magnetoestratigráficas de la misma polaridad para cada magnetozona (Fig. 1b).

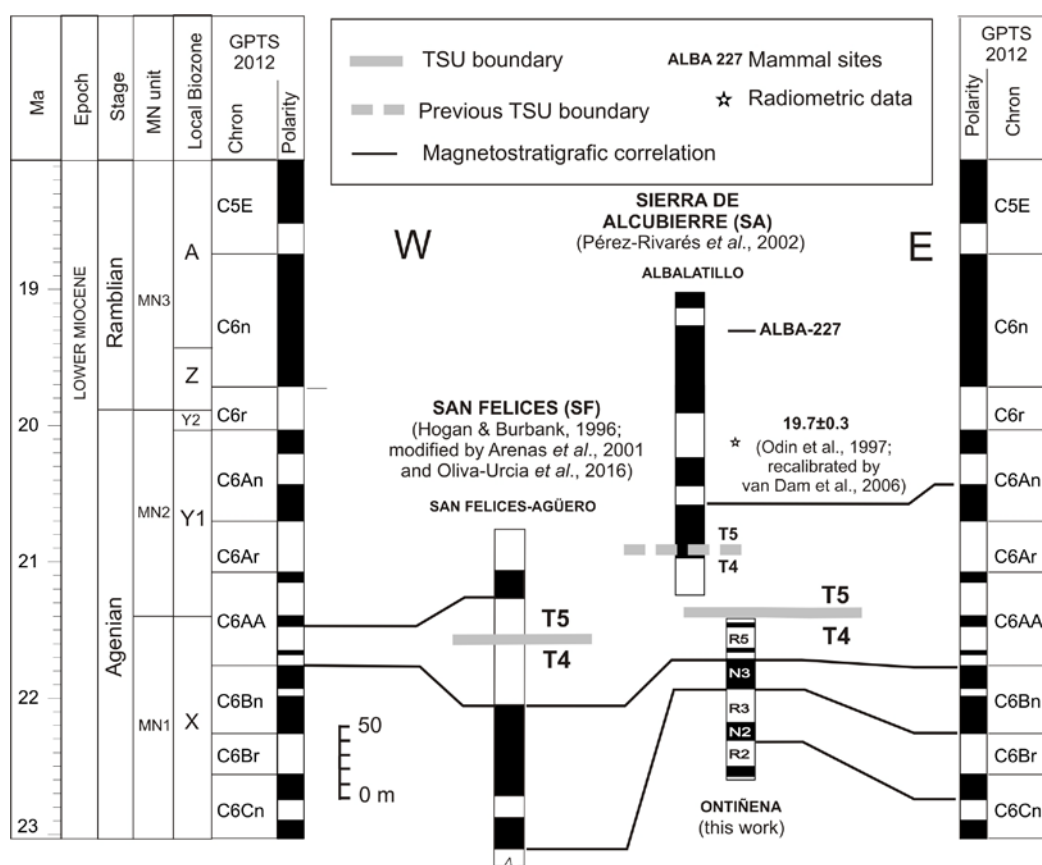


Figura 3. Correlación magnetoestratigráfica en torno al límite de UTS T4/T5 de las secciones de Ontiñena y Albalatillo, en la Sierra de Alcubierre, con la de San Felices-Agüero en las Sierras Exteriores surpirenaicas.

Una manifestación de un límite de UTS en forma de discordancia o de un cambio en la evolución sedimentaria muy evidente facilita la situación estratigráfica precisa de una ruptura sedimentaria. Sin embargo, cuando el límite se presenta en forma de una conformidad y la correlación estratigráfica con otras manifestaciones del límite no es clara, el reconocimiento de la situación de la ruptura se complica. Este es el caso del límite T4/T5 en el área de estudio.

En la Sierra de Alcubierre, en las zonas distales del sistema fluvial de Huesca, Pérez-Rivarés *et al.* (2002) propusieron que la posición más moderna admisible para el límite T4/T5 (en la sección de Albalatillo) estaría situada en el cron C6An.2n (Fig. 3). Sin embargo, Arenas (1993) había sugerido que este límite de UTS podría situarse por

debajo de la sección de Albalatillo. Por otra parte, el límite T4/T5 cartografiado por Luzón (2005) en esta parte más oriental de la Sierra de Alcubierre puede situarse por correlación fotogeológica ligeramente por encima del techo de la sección de Ontiñena. Por ello, la magnetoestratigrafía de esta sección hace plausible una posición más antigua para el límite T4/T5. Así pues, este límite podría situarse entre el cron C6AA.1r y la parte más baja del cron C6Ar. Este resultado permite estimar una edad de 21,3 Ma (C6AA.1r) para el límite T4/T5 en esta parte de la cuenca (Fig. 3).

En el margen pirenaico Oliva-Urcia *et al.* (2016) hicieron una nueva propuesta para la edad de la unidad T3 (Fm Campodarbe) y confirmaron las edades estimadas previamente para las unidades T4 y T5 (Fm Uncastillo) que habían sido cartografiadas por Arenas (1993), en el marco del sistema fluvial de Luna, al oeste del sistema de Huesca. Esta propuesta se basó en nuevos datos magnetoestratigráficos de la Fm Campodarbe, en los datos magnetoestratigráficos previos de Hogan y Burbank (1996) para ambas formaciones, y en la reinterpretación de los datos de la Fm de Uncastillo de estos últimos autores hecha por Arenas *et al.*, (2001). Tomados en conjunto, estos datos permitieron a Oliva-Urcia *et al.* (2016) sugerir que el límite T4/T5 podría estar situado en el cron 6AAr.2r a 21,5, Ma aproximadamente.

La nueva estimación del límite T4/T5 en la Sierra de Alcubierre permitiría calcular una diferencia de aproximadamente 0,2 Ma entre las dataciones obtenidas para límite T4/T5 en el centro y en el margen norte de la cuenca, en el ámbito de dos sistemas sedimentarios diferentes.

Referencias

- Arenas, C., (1993) Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental). Dpto. Ciencias la Tierra. Universidad de Zaragoza, Zaragoza.
- Arenas, C., Luzón, A., Pardo, G., (1999) El Terciario de Los Monegros: registro de la evolución ambiental en una cuenca cerrada, in: Melic, A., Blasco-Zumeta, J. (Eds.), Manifiesto Científico de Los Monegros. pp. 51–62.
- Arenas, C., Millán, H., Pardo, G., Pocoví, A., (2001) Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (north-eastern Iberia): controls on basin margin fans and fluvial systems. *Basin Res.* 13, 65–89. DOI:10.1046/j.1365-2117.2001.00141.x
- Hirst, J.P.P., Nichols, G.J., (1986) Thrust tectonic controls on the Miocene distribution patterns, Southern Pyrenees. En: Ph. Allen y P. Homewood (Eds.), *Foreland Basins*. IAS Special Publication. 8, 247-258.
- Hogan, P.J., Burbank, D.W., (1996) Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierra, Southern Pyrenees, in: Friend, P.F., Dabrio, C.J. (Eds.), *Tertiary Basin and Emergence of the External Sierra, Southern Pyrenees*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 153–160.
- Luzón, A., (2001) Análisis tectosedimentario de los materiales terciarios continentales del sector central de la Cuenca del Ebro (provincias de Huesca y Zaragoza). PhD thesis, Universidad de Zaragoza, 465 p.
- Luzón, A., (2005). Oligocene-Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: Tectonic control and palaeogeographical evolution. *Sediment. Geol.*, 177: 19–39. DOI:10.1016/j.sedgeo.2005.01.013
- Oliva-Urcia, B., Beamud, E., Garcés, M., Arenas, C., Soto, R., Pueyo, E.L., Pardo, G., (2016) New magnetostratigraphic dating of the Palaeogene syntectonic sediments of the west-central Pyrenees: tectonostratigraphic implications, in: Pueyo, E.L., Cifelli, F., Sussman, A.J., Oliva-Urcia, B. (Eds.), *Palaeomagnetism in Fold and Thrust Belts: New Perspectives*. Geological Society, London, Special Publications. *Geological Society, London, Special Publications*, 107–128. DOI: 10.1144/SP425.5
- Pardo, G., Villena, J., González, A., (1989) Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas, in: Vera, J.A. (Ed.), *División de Unidades Estratigráficas En El Análisis de Cuencas*. Rev. Soc. Geol. España, pp. 199–221.
- Pardo, G., Villena, J., González, A., (1989) Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas, in: Vera, J.A. (Ed.), *División de Unidades Estratigráficas En El Análisis de Cuencas*. Rev. Soc. Geol. España, pp. 199–221.
- Pérez-Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C., Pardo, G., (2002) Magnetocronología de la sucesión miocena de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro). *Rev. Soc. Geol. España*, 15: 217–231.

Registro de fábricas magnéticas durante los primeros estadios de emplazamiento ígneo: La intrusión dacítica de Cerro Redondo (Unidad de Badules de la Cordillera Ibérica)

U. Majarena Serrano (*), A. Gil Imaz (*), M. Lago San José (*), C. Galé Bornao (*), Ó. Pueyo Anchueta (*)

(*) Departamento de Ciencias de la Tierra, Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, urbezmajarena@hotmail.com

Contexto geológico e introducción

La intrusión de Cerro Redondo es un cuerpo dacítico de unos 0,17 km² de extensión aflorante, geometría general elipsoidal, 285,4 ± 1,7 Ma y afinidad calco-alcalina, que intruye en las rocas metasedimentarias del Ordovícico Inferior en el extremo SW de la Sierra de Pardos (Unidad de Badules de la Cordillera Ibérica, Fig. 1A) y constituye el afloramiento ígneo más indiferenciado y menos alterado de los que se encuentran en este sector (Majarena *et al.*, 2017b).

Presenta una geometría general elipsoidal en planta, elongada en dirección NW-SE, paralela a la orientación media de estratificación de la roca encajante. En su extremo NW la intrusión está limitada por una falla de dirección dominante E-W, la falla de Pardos, a favor de la cual se produciría el ascenso magmático. En la zona de contacto de la intrusión con esta falla, aparece una orla de xenolitos metasedimentarios (Majarena *et al.*, 2017a).

Su estructuración interna se caracteriza por un conjunto de superficies bien definidas, subverticales, onduladas y de espaciado variable entre 1 y 20 cm que conforman una estructura bandeada del cuerpo ígneo. Dicho bandeado se encuentra afectado por pliegues irregulares de escala y longitud de onda variable, desde decimétrica a métrica (Fig. 1B y C).

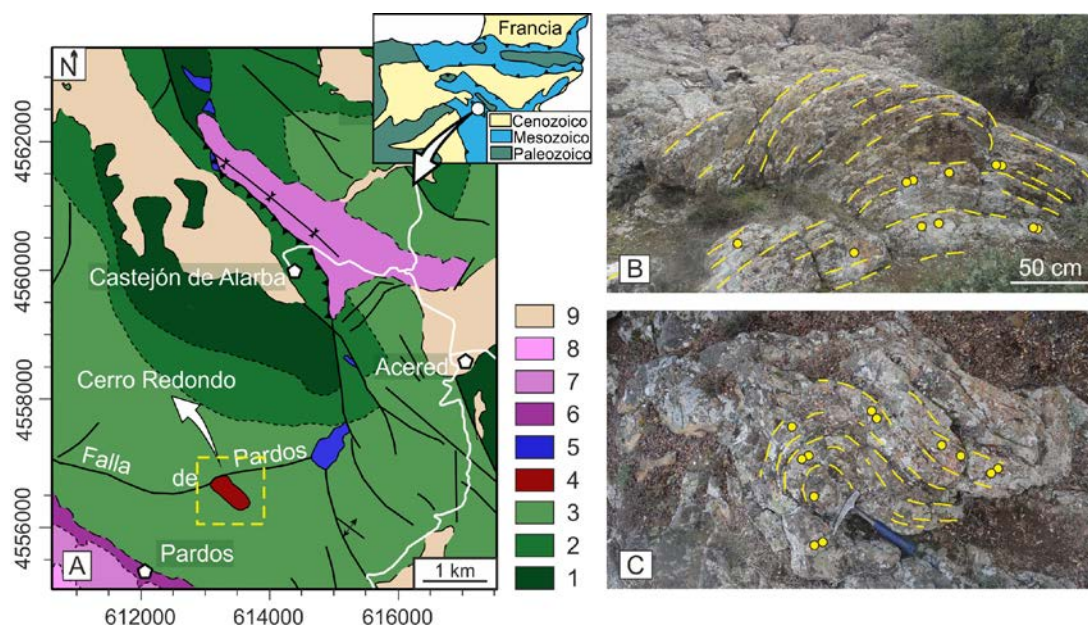


Figura 1. A) Mapa geológico del sector SW de la Sierra de Pardos con la localización de la intrusión dacítica de Cerro Redondo. B) Aspecto de campo de dos de los pliegues estudiados CR-2 (B) y CR-3 (C). 1: Cámbrico Medio-Superior, 2: Cámbrico-Ordovícico Inferior, 3: Ordovícico Inferior, 4: Dacitas de Cerro Redondo (Pérmico Inferior), 5: Riolitas (Pérmico Inferior), 6: Facies Buntsandstein (Triásico Inferior), 7: Facies Muschelkalk (Triásico Medio), 8: Facies Keuper (Triásico Superior) y 9: Cuaternario.

Un estudio preliminar de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM), en tres pliegues de escala métrica del sector NW de la intrusión (Majarena *et al.*, 2017b), demostró la coaxialidad entre los ejes de plegamiento y la dirección de susceptibilidad magnética máxima y la dispersión de las direcciones de susceptibilidad media y mínima a lo largo del plano de movimiento de los pliegues.

En este trabajo se analizan nuevos ejemplos de pliegues de escala métrica, a lo largo de la intrusión, con el fin de conocer más detalladamente el origen de las fábricas magnéticas obtenidas y su cronología relativa respecto a la formación del bandeo magmático y su plegamiento.

Metodología

Se ha realizado un estudio de ASM en 7 de los pliegues más representativos de la intrusión, tomando en cada uno de ellos entre 10 y 24 especímenes (25-46 muestras) a lo largo de la superficie plegada. Las muestras han sido medidas con un susceptómetro KLY-3S en el Laboratorio del Departamento de Ciencias de La Tierra de la Universidad de Zaragoza.

Por otra parte, en este mismo laboratorio, se han realizado curvas de variación de la susceptibilidad con la temperatura (entre 25° y 700 °C), en 1 o 2 muestras de cada estación, con un horno CS-3 (Agico) asociado al equipo KLY-3.

Resultados

Los resultados obtenidos de la medida de la ASM muestran anisotropías del elipsoide magnético con morfología variable que comprende tanto elipsoides oblatos, como prolatos y triaxiales (Fig. 2). La dispersión de los datos “in situ”, en proyección estereográfica, muestra patrones de fábrica tanto planar (elipses de confianza con mayor dispersión entre k_{max} y k_{int}) como linear, con una lineación magnética bien definida y una dispersión de los ejes k_{int} y k_{min} . Un aspecto constante es la proximidad de la orientación de la lineación magnética (concentración de ejes k_{max} o eje de la elipse de confianza) respecto a la lineación de intersección entre los planos de bandeo magmático medidos en campo, es decir, la lineación es paralela al eje de los pliegues analizados (Fig. 2). Por otro lado, el análisis de la foliación magnética de los pliegues estudiados, muestra una concentración de sus polos (ejes k_{min}) tras su abatimiento a la horizontal, sugiriendo la presencia de una foliación plegada y una lineación magnética paralela al eje de los pliegues.

Los valores de la susceptibilidad media de las estaciones analizadas varía entre 1×10^{-5} y 23×10^{-5} SI, siendo mayor para los pliegues noroccidentales (8×10^{-5} - 23×10^{-5} SI) que para los surorientales (1×10^{-5} - 10×10^{-5} SI). Las curvas de variación de la susceptibilidad magnética con la temperatura (Fig. 3) indican la presencia de una contribución importante del comportamiento paramagnético, lo cual está de acuerdo con las observaciones petrográficas y mineralógicas realizadas sobre las láminas delgadas de las estaciones analizadas. Las biotitas, paramagnéticas, son el único mineral ferromagnesiano que presentan estas muestras, con un contenido entre el 2 y el 15 % en volumen.

A escala microscópica y de muestra de mano, los cristales de biotita definen una fábrica planar y paralela al bandeo magmático. Además, se ha observado una relación directa entre el valor de susceptibilidad magnética y la concentración en biotita de las muestras.

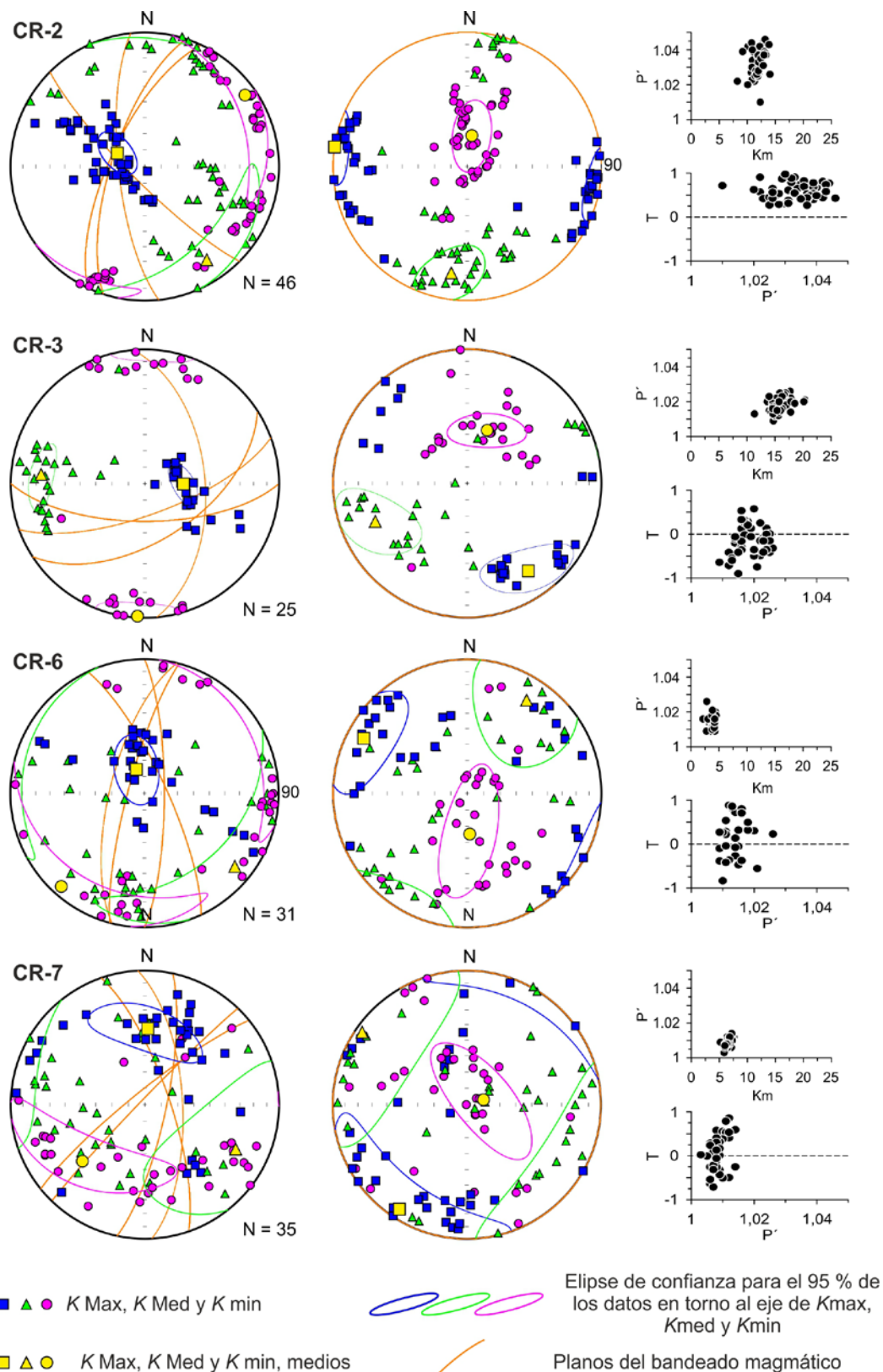


Figura 2. Proyección estereográfica de los datos de ASM en su posición original (izquierda) y tras abatir el plegamiento (centro), y gráficos (derecha) de variación del grado de anisotropía (P') frente a la susceptibilidad media (K_m) y de variación del parámetro de forma (T) frente al grado de anisotropía (P'). Valores de susceptibilidad media (K_m) $\times 10^{-5}$ SI.

Discusión y conclusiones

La evaluación de los datos obtenidos del análisis estructural y de la ASM permite identificar pliegues en los que, tras desplegar la foliación magmática, el polo de la foliación magnética (k_{min}) tiende a concentrarse y pasa a estar en una posición subvertical. Este aspecto sugiere la existencia de una fábrica esencialmente planar, previa al plegamiento, paralela al bandeado magmático. Por otra parte, la coaxialidad del eje de plegamiento con la lineación magnética, la dispersión de los ejes de susceptibilidad k_{int} y k_{min} definiendo el plano de movimiento de los pliegues y el incremento de la dispersión de la propia

lineación magnética antes del proceso de plegamiento, son aspectos indicativos de la formación de una fábrica prolata como consecuencia de un proceso de plegamiento, con desarrollo de una lineación magnética paralela al eje de los pliegues, de forma similar a lo que ocurre en procesos de plegamiento tectónico.

Por tanto, las fábricas magnéticas estudiadas parecen reflejar la presencia de una fábrica planar inicial relacionada con los procesos que dieron lugar a la generación del bandeado magmático, y su transición hacia una fábrica lineal relacionada con los procesos del plegamiento de dicho bandeado magmático.

Estas fábricas estarían reflejando, pues, la superposición de dos procesos ígneos: 1) la formación de un bandeado magmático primario, caracterizado por una fábrica predominantemente planar, definida por la orientación preferente de minerales planares (fundamentalmente biotitas), durante los primeros estadios de emplazamiento, previamente a su enfriamiento y 2) un plegamiento tardío respecto al proceso anterior, con preservación de la foliación magmática original previa. Este plegamiento debió producirse en condiciones dúctiles, como consecuencia de los propios procesos de flujo magmático dentro de un contexto constrictivo generado con la participación de la presión litostática de la roca encajante y el propio flujo de los materiales ígneos.

El estudio de la fábrica magnética de las rocas dacíticas analizadas demuestra la posibilidad de aplicar la técnica de la ASM a la reconstrucción de la evolución de la petrofábrica desde los primeros estadios de emplazamiento del magma hasta los más tardíos, previamente a su total cristalización. El análisis comparado de los resultados obtenidos con las características deformacionales del emplazamiento, muestra relaciones de coaxialidad entre distintos procesos relacionados tanto con la dinámica de emplazamiento de los materiales ígneos como con la deformación interna asociada al equilibrio de los empujes del emplazamiento y la presión confinante del encajante.

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado por el grupo de investigación Geotransfer.

Referencias

- Majarena, U., Gil, A., Lago, M., Galé, C. (2017a) La Intrusión de Cerro Redondo (Pérmico Inferior, Cordillera Ibérica, Zaragoza): reconstrucción 3D y modelo de emplazamiento. *Geogaceta*, 61: 119-122.
- Majarena, U., Lago, M., Galé, C., Esteban, J.J., García de Madinabeitia, S. (2017b) El Magmatismo Pérmico Inferior de la Sierra de Pardos (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, Zaragoza): petrología y geoquímica. *Geogaceta*, 61: 111-114.

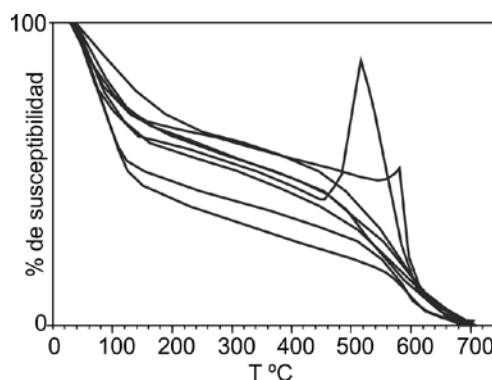


Figura 3. Curvas de variación de la susceptibilidad frente al incremento de temperatura, de una de las muestras de cada estación estudiada.

Ejemplos de ASM en diversas rocas ígneas

V.C. Ruiz-Martínez (*), M. García-Castaño (**), C. Agüera (**), M. Hernández (**), M. Heredero (**), J. Costales (**), D. Cordero (**), I. Roldán (**), S. Rodríguez (**)

(*) Dpto. Física de la Tierra AAI, Universidad Complutense de Madrid, vcarlos@ucm.es

(**) Universidad Complutense de Madrid.

Se presentan resultados de la caracterización de la fábrica magnética (mediante la aplicación de la técnica de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética o ASM, utilizando siempre el mismo instrumento e idéntica metodología experimental) obtenidos en una variedad de rocas ígneas: intrusivas y extrusivas -aéreas y subaéreas-, de diferentes composiciones químicas y mineralógicas, y asociadas a diversos contextos tectónicos en márgenes convergentes y divergentes.

Las muestras analizadas abarcan edades desde 300 Ma hasta 1 Ma y fueron muestreadas en México, Islandia, Iberia, Marruecos y Túnez; corresponden a distintas series de granitos, diques, flujos de lava y corrientes de densidad piroclástica.

Se discute en estos diferentes escenarios naturales la identificación de la fábrica magnética con la magmática, o la asociada a posterior deformación, en base al origen de la ASM y a los modelos de su mecanismo de adquisición. También la influencia de las distintas estrategias de muestreo utilizadas, o el efecto de la desmagnetización por campos alternos decrecientes en la posterior medida de ASM, tanto en las direcciones de los ejes principales de susceptibilidad como en los parámetros de anisotropía asociados.

Conducida la intención por la de algunos trabajos de la literatura de ASM (p.ej., Jelinek, 1981; Cañón-Tapia, 2004, 2011), el objetivo del presente muestrario no pretende por supuesto mostrar la solución unívoca o ejemplar al problema de la interpretación de la fábrica magnética, sino más bien provocar cierto grado de discusión al respecto.

Referencias

- Cañón-Tapia E. (2004) Anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows and dykes: a historical account. In F. Martin-Hernandez, et al., (eds.), *Magnetic Fabric: Methods and Applications*, Geological Society, London, *Special Publications*, 238 (1): 205-225.
- Cañón-Tapia E. (2011) AMS in Granites and Lava Flows: Two End Members of a Continuum? In E. Petrovský et al. (eds.), *The Earth's Magnetic Interior*, IAGA Special Sopron Book Series 1: 263-280, DOI: 10.1007/978-94-007-0323-0_18.
- Jelinek V. (1981) Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79, T63-T67.

Magnetic fabric analysis in an array of salt-cored folds with different orientations; preliminary results

R. Soto (*), E. Beamud (**, ***), O. Gratacós (***), E. Roca (***), L. Valero (**, ***),
O. Ferrer (***), O. Pla (***), J.A. Muñoz (***)

(*) IGME, Unidad de Zaragoza, C/ Manuel Lasala 44, 9B, 50006 Zaragoza, r.soto@igme.es

(**) Laboratori de Paleomagnetisme CCiTUB-ICTJA CSIC. ICT "Jaume Almera", Solé i Sabarís, s/n, 08028 Barcelona.

(***) Institut GEOMODELS-Group Geodynamics and Basin Analysis, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona.

A total of 43 sites have been studied using Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) analysis. Sites are located on the autochthonous deformed Upper Eocene-Oligocene continental materials (lutites and fine sandstones) from the northeastern sector of the Ebro foreland basin, Southern Pyrenees (Fig. 1). The study area is characterized by several salt-cored folds with a wide variation in orientation, from N045E to N135E (Fig. 1). These folds are detached above two evaporitic levels; the Cardona Formation, Priabonian in age, and the overlying Barbastro Formation, Eocene-Oligocene in age.

This work aims to investigate the sensitivity of magnetic parameters and magnetic susceptibility axes in a complex area deformed by several salt-cored folds with a varied orientation with respect to the constant roughly N-S regional compression. To do so, sites were drilled on both limbs of the oblique folds (Ponts, Vilanova, Climent, Estany, Ardèvol, Cardona) and also in a N-S transect crossing the Barbastro Fm. through the Agramunt syncline and Cubells anticline. An effort has been done to sample similar lithologies in order to minimize magnetic mineralogy variations between sites.

Most samples show magnetic susceptibilities ranging between 100 and 300 x 10⁻⁶ SI and magnetic ellipsoids predominantly oblates. The magnetic lineation is contained in the bedding plane in all sites, whereas the magnetic foliation does not coincide with bedding in all sites. The orientation of magnetic lineation is parallel to fold axes in most cases.

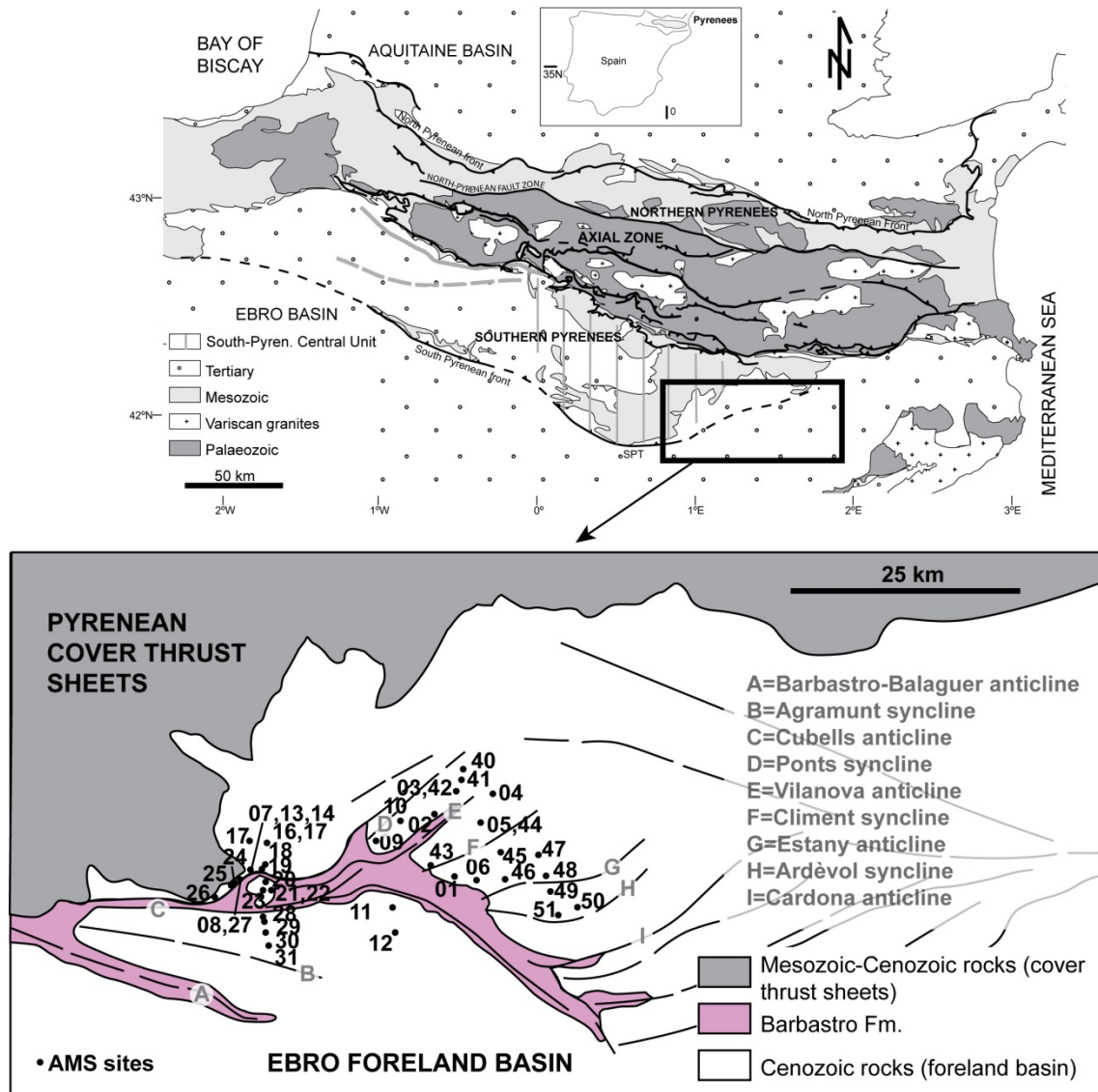


Figure 1. A) Geological map of the Pyrenees and Ebro foreland Basin with location of the study area (square). B) Enlargement of the study area with the position of the AMS sites and the folds to be characterized (Modified from Vergés et al., 1992).

Referencias

Vergés, J., Muñoz, J.A., Martínez, A. (1992). South Pyrenean fold and thrust belt: The role of foreland evaporitic levels in thrust geometry. *En: Thrust Tectonics (K.R. McClay, Ed.), Chapman & Hall, London: 255-264.*

Estudio de la fábrica magnética en el Sinclinorio de Bizkaia

N. Vegas (*), A. Aranguren (*), L. Rodríguez-Méndez (*), J. Cuevas (*), J.M. Tubía (*), M. Calvo-Rathert (**) y J.J. Esteban (*)

(*) Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU), apartado 644, 48080 Bilbao, España.

(**) Departamento de Física, EPS, Universidad de Burgos, Av. de Cantabria, s/n, E-09006 Burgos, España.

Introducción y contexto geológico

El Sinclinorio de Bizkaia es uno de los grandes pliegues que definen el Arco Vasco, en el sector central de la Cuenca Vasco Cantábrica (Fig. 1). El Sinclinorio de Bizkaia presenta una orientación cartográfica aproximada N125 °E, con vergencia hacia el NE. De forma local se desarrolla una pizarrosidad paralela a su plano axial y de buzamiento elevado (Cuevas *et al.*, 1999), que afecta a materiales del Cretácico y del Cenozoico. Este trabajo se ha centrado en caracterizar la fábrica magnética, analizando la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM), de los materiales del Cretácico Superior en el cierre del sinclinorio agrupados en dos unidades estratigráficas (Fig. 1): el Flysch Detrítico Calcáreo, de edad Maastrichtiense y debajo, la Formación Calcárea del Cenomaniense medio-Campaniense (Garrote *et al.*, 1985). El Flysch Detrítico Calcáreo está formado por una alternancia monótona de calizas arenosas y margas en bancos centimétricos a decimétricos. Está localizado en la zona de núcleo del sinclinorio, en contacto con las margas y margocalizas del Maastrichtiense-Daniense, que constituyen la base del Cenozoico en este sector. Hacia muro, se pasa de manera progresiva a la Formación Calcárea del Cretácico Superior, formada por margas oscuras con intercalaciones de espesor variable de calizas y areniscas. En los afloramientos estudiados del Flysch Detrítico Calcáreo aparecen pliegues vergentes hacia el NE, con una orientación media de los ejes 29/287 que desarrollan una foliación de plano axial N125° E 51S que sólo se reconoce en las zonas de charnela. En la Formación Calcárea del Cretácico Superior, si bien no se reconocen pliegues, se desarrolla una foliación penetrativa con la misma orientación media que la anterior.

Metodología y muestreo

Se han realizado 17 estaciones de muestreo distribuidas longitudinalmente a lo largo del sinclinorio, que para una mejor descripción se han agrupado en 8 zonas (Fig. 1). Cinco de estas zonas (70 % de testigos) se sitúan en el flanco noreste del sinclinorio y tres (30 % de testigos) en el núcleo (Fig. 1). En total se han analizado 253 muestras estándar (25 x 21 mm) utilizando un susceptómetro MFK1-A (AGICO), en el laboratorio de ASM de la Universidad del País Vasco. La mineralogía de las muestras se ha analizado mediante análisis de difracción de rayos X y curvas de variación de la susceptibilidad magnética frente a la temperatura (K_m/T^a). En todas las zonas se ha muestreado tanto en las capas de margas como en las calcarenitas y se han realizado observaciones y medidas estructurales para compararlas con los resultados de la fábrica magnética.

Resultados

Los valores de susceptibilidad magnética (K_m) son bajos y varían entre 99 y 403×10^{-6} SI, con valores entre 100 y 275×10^{-6} SI para el 95 % de las muestras. El parámetro de anisotropía P_j , varía entre 1.008 y 1.228, con valores entre 1.010 y 1.175 para el 94% de las muestras. El análisis de la variación de la susceptibilidad magnética frente a la temperatura muestra curvas irreversibles con alteración y crecimiento de minerales magnéticos durante el calentamiento entre 300 y 500°C y valores mucho más altos de susceptibilidad en la curva de enfriamiento. Los análisis de rayos X realizados indican que las rocas analizadas están compuestas principalmente por cuarzo, calcita, illita, clorita y ocasionalmente feldespato potásico y dolomita. Así pues, el comportamiento de las curvas K_m/T^a puede deberse a la desestabilización de los minerales de la arcilla con altos contenidos en hierro durante el calentamiento.

La foliación magnética presenta para todas las muestras una distribución uniforme, con los ejes k_{min} bien agrupados, y una dirección ONO-ESE, paralela a la dirección estructural del sinclinatorio, con buzamientos medios-altos hacia el SO (Fig. 1). La lineación magnética se orienta en dos direcciones principales en función de su posición estructural dentro del sinclinatorio. Así, las lineaciones situadas en el núcleo (Zonas 1-3, Fig. 1), con direcciones N110°-120°E, son paralelas al eje del sinclinatorio y a los ejes de pliegues menores medidos durante el trabajo de campo, que tienen inmersiones bajas, mayoritariamente hacia el ONO. Por otro lado, las lineaciones magnéticas localizadas en el flanco noreste (Zonas 4-8, Fig. 1) se orientan perpendicularmente al eje del sinclinatorio, hacia el Sur y con inmersiones muy elevadas.

Si consideramos la relación entre las fábricas magnéticas y las estructuras presentes en el campo encontramos dos tipos principales de comportamientos. Por una parte, las fábricas del núcleo se caracterizan porque k_{max} se sitúa próximo a la intersección entre los planos S_0 y S_1 , mientras que k_{min} se agrupa sobre el polo de S_0 (Diagramas 1-3, Fig. 1). Por otra parte, las fábricas magnéticas registradas en el flanco noreste del sinclinatorio se caracterizan en su mayoría por la concentración de k_{max} sobre la línea de máxima pendiente de S_1 , apareciendo k_{min} más disperso que en el caso anterior, pero mostrando una tendencia a agruparse en torno al polo de S_1 (Diagramas 5, 6, 7 y 8-I, Fig. 1). Algunos casos aislados en el flanco muestran situaciones intermedias. Así, en la zona 4 (Diagrama 4, Fig. 1) la lineación magnética se dispone sobre la línea de máxima pendiente de la S_0 , en lugar de sobre la S_1 como en el resto del flanco. También se observan casos como el del diagrama 8-II, en el que las orientaciones de k_{max} se asemejan a las registradas en la zona del núcleo.

Discusión

Los datos obtenidos muestran una organización de la fábrica magnética diferente entre los materiales del núcleo y del flanco del sinclinatorio. Las fábricas registradas en el núcleo pueden interpretarse como intermedias entre fábricas de origen sedimentario y tectónico (Borradaile y Tarling, 1981; Parés y Dinarés, 1993). Sin embargo, las fábricas de las muestras situadas en el flanco muestran un predominio de la fábrica de origen tectónico sobre la de origen sedimentario (Lamarche y Rochette, 1987; Hirt *et al.*, 2000).

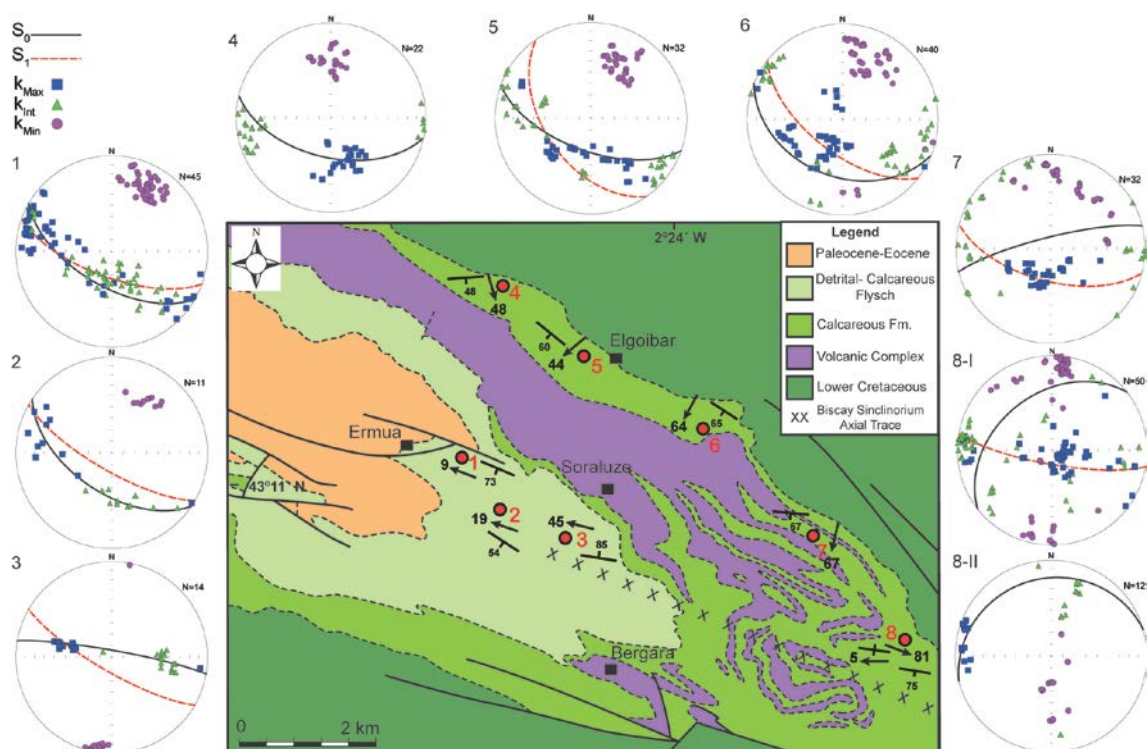


Figura 1. Mapa geológico del cierre periclinal del Sinclinorio de Bizkaia, modificado de Olivé *et al.*, 1985. En rojo se han numerado las 8 zonas estudiadas, se ha indicado también el valor medio de la foliación y lineación magnética de cada una de ellas. Alrededor del mapa se muestran los diagramas con la proyección de los ejes principales del elipsoide magnético, así como los planos S_0 y S_1 medidos en el afloramiento, proyección equiareal hemisferio inferior. Los números sobre los diagramas indican la zona a la que corresponden.

Además, la lineación magnética es paralela a los ejes de los pliegues en las zonas del núcleo, indicando que el registro magnético está reflejando la deformación asociada a los pliegues de orientación NO-SE. En el flanco, la lineación magnética presenta valores altos de buzamiento hacia el SSO, que no se corresponden con la orientación de la intersección S_0/S_1 ni con los ejes de los pliegues (Fig. 1).

En este sentido, el estudio de la ASM en el flanco muestra un aumento de la deformación registrada con respecto al núcleo. Esta distribución de la deformación sugiere la presencia de un accidente tectónico en el flanco que concentre la deformación compresiva y modifique la fábrica magnética.

El trabajo de campo realizado en la zona estudiada pone de manifiesto la presencia de una banda en el flanco NE del sinclinorio donde, a diferencia del núcleo, la foliación aflora de manera continua y penetrativa. Así, la interpretación conjunta de los datos de campo y de ASM indica la presencia probable de zonas de cizalla dentro de la Formación Calcárea del Cretácico Superior, paralelas a otras estructuras de carácter regional reconocidas anteriormente, como la Falla de Azpeitia (Cuevas *et al.*, 1999). Esto explicaría la orientación de la lineación magnética en el flanco del Sinclinorio de Bizkaia, que sería paralelo al movimiento de alto buzamiento hacia el NE asociado a estas zonas de cizalla en el proceso de inversión tectónica de la cuenca.

Conclusiones

- La orientación de la lineación magnética varía en función de su posición estructural dentro del Sinclinorio de Bizkaia, siendo paralela al eje del sinclinorio y a los ejes de los pliegues menores en el núcleo y ortogonal a los mismos en el flanco NE
- La relación entre la fábrica magnética y la estratificación y la foliación observables en el campo también varía según la posición estructural en el sinclinorio, predominando la disposición de K_{max} en la intersección de S_0 y S_1 en el núcleo, y la localización de K_{max} en la línea de máxima pendiente de S_1 en el flanco NE.
- Por todo ello, se puede concluir que el núcleo del sinclinorio registra fábricas magnéticas con un origen mixto sedimentario y tectónico, mientras que la zona del flanco predominan las fábricas de tipo tectónico.
- La acumulación de la deformación en la zona del flanco permite detectar una zona de cizalla de escala regional.
- La lineación magnética puede utilizarse como indicador para localizar y delimitar zonas de cizalla asociadas a estructuras tectónicas mayores y definir la dirección de transporte de los materiales.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto EHU15/30.

Referencias

- Borradaile, G.J., Tarling, D.H. (1981) The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks. *Tectonophysics*, 77: 151-168. DOI: 10.1016/0040-1951(81)90165-7
- Cuevas, J., Aranguren, A., Badillo, J.M., Tubía, J.M. (1999) Estudio estructural del sector central del Arco Vasco (Cuenca Vasco-Cantábrica). *Boletín Geológico y Minero*, 110: 3-18.
- Garrote, A., García, J., Fernández, J., Cerezo, A., Tijero, F., Zapata, M. (1985) Mapa geológico del País Vasco escala 1:25.000, hoja nº 63-III (Eibar) y memoria. EVE.
- Hirt, A., Julivert, M., Soldevilla, J. (2000) Magnetic fabric and deformation in the Navia Alto Sil slate belt, northwestern Spain. *Tectonophysics*, 320: 1-16. DOI: 10.1016/S0040-1951(00)00047-0
- Lamarche, G., Rochette, P. (1987) Microstructural analysis and origin of lineations in the magnetic fabric of some Alpine slates. *Tectonophysics*, 139: 285-293. DOI: 10.1016/0040-1951(87)90102-8
- Olivé, A., Ramírez, J.I., Gabaldón, V. (1985) Mapa geológico a escala 1:200.000, hoja 5-12 (Bermeo-Bilbao) y memoria. IGME.
- Parés, J.M., Dinarès, J. (1993) Magnetic fabric in two sedimentary rock-types from the southern Pyrenees. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 45: 193-205. DOI: 10.5636/jgg.45.193

Fábricas magnéticas inversas asociadas a ankerita en la harina de la Falla de Alhama de Murcia

M. Marcén (*), A. Casas-Sainz (*), T. Román-Berdiel (*), A. Gil-Imaz (*)

(*) Geotransfer, Dpto. Ciencias de la Tierra, Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, mma@unizar.es

Introducción

La anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) es una herramienta rápida y eficaz para determinar la petrofábrica en diferentes contextos tectónicos, tanto extensivos como compresivos (Parés, 2015 y referencias allí citadas). La ASM es un tensor de segundo orden que puede ser representado geoméricamente como un elipsoide de tres ejes, de tal forma que $k_{\max} > k_{\text{int}} > k_{\min}$. La orientación y magnitud de los tres ejes refleja las condiciones de su formación (fábricas deposicionales, magmáticas, etc.) o deformación (fábrica tectónica). En contextos de alta deformación, con presencia de superficies de cizalla y de foliación bien desarrolladas, el k_{\min} del elipsoide magnético es perpendicular a los planos de foliación, mientras que el k_{\max} (o lineación magnética) es paralelo al transporte tectónico o a la lineación de intersección entre planos de cizalla y de foliación (Parés y van der Pluijm, 2002; Ferré et al., 2014). Este tipo de anisotropía es denominado como fábrica normal y su origen reside en la orientación preferente de minerales en paralelo a los planos de foliación y/o cizalla. Sin embargo, ciertos minerales como la magnetita monodominio (Rochette et al., 1992) o algunos carbonatos (Rochette, 1988; Ihmlé et al., 1989) presentan su eje máximo de susceptibilidad paralelo a su eje corto, generando fábricas inversas, caracterizadas por un intercambio entre k_{\max} y k_{\min} respecto a una fábrica normal, de tal forma que k_{\max} se sitúa en la perpendicular al plano de la foliación.

Características de la roca de falla

La roca de falla de la Falla de Alhama de Murcia (Zona Interna de la Cadena Bética), estudiada en el afloramiento de la Rambla de la Torrecilla, se caracteriza por la presencia de una densa fracturación en orientaciones predominantes Y (paralelas a los límites de la cizalla) y P (oblicuas a los límites de la cizalla) de Riedel. Con el avance de la deformación, la acción conjugada de ambos sets de fracturas permiten la reorientación de los granos minerales, generando marcadas foliaciones de carácter frágil en las que se observan con frecuencia claros indicadores cinemáticos, tales como estructuras sigmoidales, estructuras tipo S-C ("*P foliation*") o claras lineaciones de estiramiento. Todos estos indicadores cinemáticos indican un movimiento *strike-slip* sinistro, compatible con el régimen de esfuerzos compresivos desde el Tortoniense hasta la actualidad (Martínez-Díaz, 2002; Martínez-Díaz et al., 2012). La foliación medida en campo es sub-vertical o con fuerte buzamiento hacia el N y dirección ENE-OSO. En el afloramiento se ha reconocido una zonación litológica con facies de esquistos foliados en los extremos del *core* de la zona de falla, y facies foliadas cementadas con carbonatos en la zona central (Fig. 1a).

El análisis microestructural y los análisis químicos de EDS-SEM indican que la roca de falla se ha desarrollado en materiales esquistosos del basamento de las Béticas, presentando altos contenidos en filosilicatos (moscovita-fengita), los cuales asumen la mayor parte de la deformación, definiendo los planos de foliación. Accesoriamente,

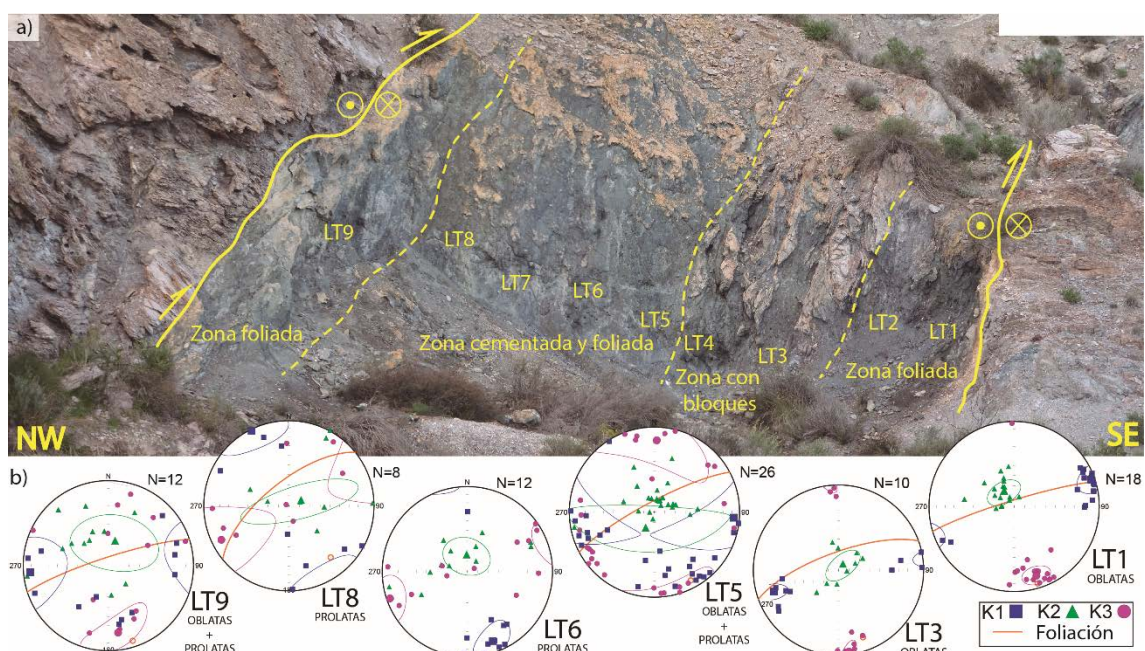


Figura 1. a) Imagen del afloramiento de la Rambla de la Torrecilla, con la zonación litológico-estructural interpretada. En amarillo, la ubicación de las diferentes estaciones de fábricas magnéticas. b) 6 de las 10 estaciones de fábricas magnéticas, mostrando el predominio de fábricas inversas hacia la zona más próxima al bloque superior.

cuarzo pulverizado, ankerita (carbonato rico en Fe) y óxidos de Fe han sido observados ocupando también los planos de foliación. Las muestras se caracterizan por presentar fragmentos mono- y poli-mineralógicos reorientados del protolito, dispuestos en paralelo a la foliación general vista en campo. Las estrechas zonas de cizalla suelen presentar en general foliaciones penetrativas, menores tamaños de grano e indicios de flujo cataclástico, en donde la rotación es el principal mecanismo de deformación.

Fábrica magnética de la roca de falla

Se distinguen dos grandes grupos de fábricas magnéticas en función de la forma del elipsoide (Fig. 2a): i) formas oblatas con $1 > T > 0$ (Fig. 2b) y ii) formas prolatas con $-1 < T < 0$ (Fig. 2c). Las muestras oblatas se caracterizan por: 1) presentar su eje k_{max} con una orientación paralela a la dirección de transporte tectónico en su proyección sobre el plano de foliación estructural (en posición horizontal y dirección ENE-OSO), 2) el eje k_{min} con una orientación paralela al polo de la foliación y 3) un valor del grado de anisotropía (P') en torno a 1.07. Mientras, las muestras prolatas se caracterizan por: 1) presentar su eje k_{max} en una posición perpendicular al plano de foliación, 2) su eje k_{min} con una orientación paralela a la dirección de transporte tectónico y 3) grados de anisotropía notablemente inferiores (en torno a 1.015). Es decir que, teniendo en cuenta la orientación de los ejes k_{min} respecto a la foliación estructural ambos grupos de fábricas presentan intercambiados los ejes k_{max} y k_{min} , indicando que las muestras oblatas poseen una fábrica normal mientras que las prolatas muestran fábrica inversa. La distribución de ambos grupos en el core no es homogénea, de tal forma que en contacto con el bloque superior dominan las fábricas prolatas, y conforme aumenta la distancia al bloque superior, las fábricas oblatas se hacen dominantes (Fig. 1b).

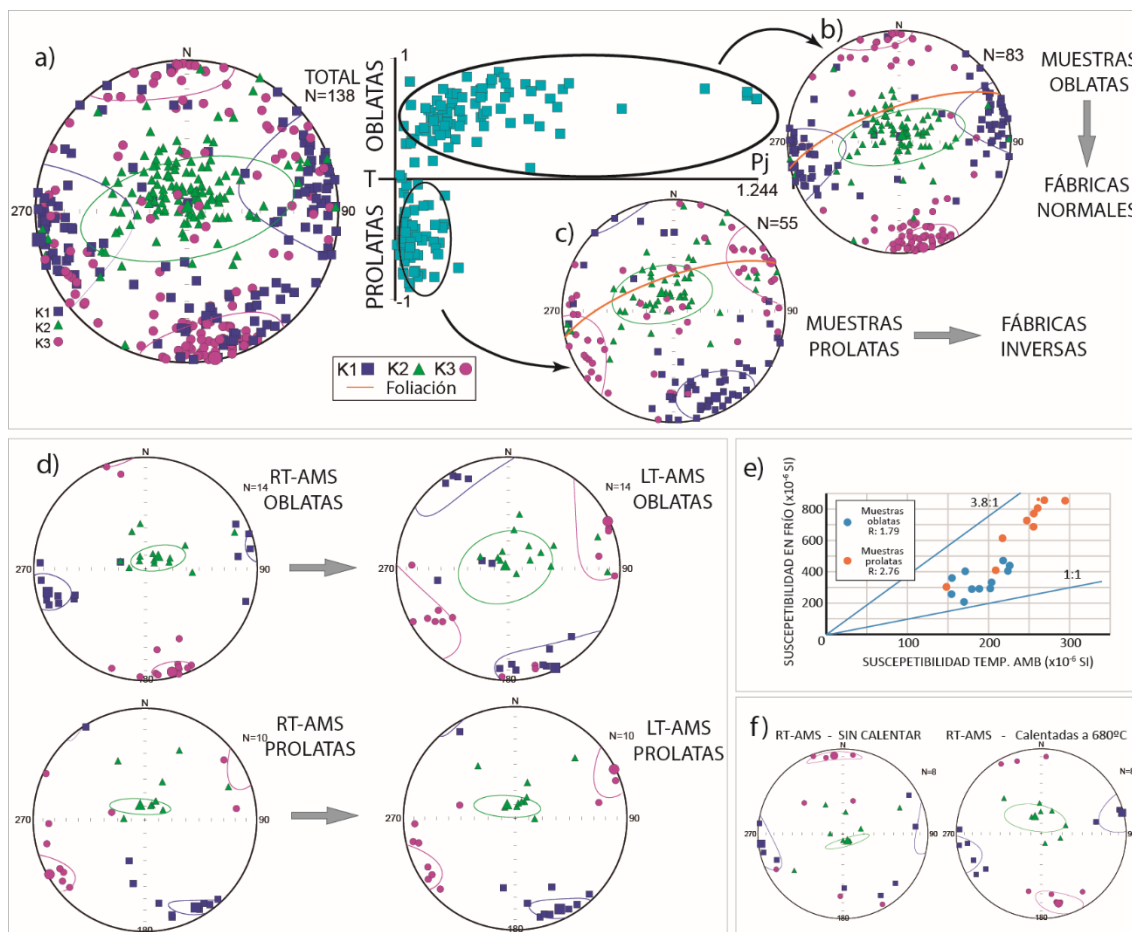


Figura 2. a) RT-AMS del total de las muestras, con la diferenciación de dos subgrupos en función de la forma del elipsoide: b) muestras oblatas y c) muestras prolatas. d) LT-AMS y su comparación con RT-AMS. e) Ratio entre las susceptibilidades medidas a LT y RT, indicando que las fábricas oblatas están asociadas a comportamientos ferromagnéticos y las prolatas a paramagnéticos. f) variación de la fábrica magnética tras calentar a 680°C las muestras, con la desaparición de las fábricas inversas.

Mineralogía magnética

Los estudios realizados para determinar la mineralogía magnética comprenden curvas termomagnéticas (k-t), curvas de adquisición y desmagnetización térmica de la IRM, y

análisis químicos EDS-SEM para determinar las fases paramagnéticas y la posición estructural de todas las fases magnéticas. Resumiendo los resultados de las diversas metodologías, las fases paramagnéticas están constituidas por filosilicatos, principalmente moscovita y fengita, además de ankerita como principal carbonato. Ambos forman parte del protolito, pero difieren en el mecanismo de incorporación al *gouge*: mientras que los filosilicatos han sido incorporados a la matriz por fragmentación, los granos monominerálicos de ankerita se disponen paralelos a la foliación y presentan evidencias de precipitación. Las fases ferromagnéticas son fundamentalmente magnetita y hematites, las cuales se encuentran relleno de porosidad de fractura (con geometría circular en sección) en los planos de foliación.

Origen de la fábrica inversa

Para determinar qué comportamiento, paramagnético o ferromagnético, domina en las fábricas a temperatura ambiente (RT-AMS) deben realizarse mediciones de sub-fábricas. En este caso, se ha medido la ASM a baja temperatura (LT-AMS), ya que teniendo en cuenta que la susceptibilidad paramagnética aumenta, conforme

disminuye con la temperatura (ley de Curie-Weiss) la medida de la ASM a una temperatura aproximada de 77K realza la subfábrica paramagnética. Los resultados de *LT-AMS* indican que las fábricas normales de tipo oblato, medidas a baja temperatura, desaparecen a favor de las fábricas inversas de tipo prolato, las cuales se mantienen invariables al medirlas a baja temperatura (Fig. 2d). Si atendemos al ratio entre la susceptibilidad a baja temperatura y temperatura ambiente (Fig. 2e), se diferencian claramente las fábricas normales oblatas, con bajos ratios (1.79), de las fábricas inversas prolatas, con altos ratios (2.76), indicando que dominan los comportamientos ferromagnéticos en el caso de las primeras y paramagnético en el caso de las segundas.

Como minerales paramagnéticos se han identificado moscovita-fengita y ankerita. No hay referencias de que los filosilicatos puedan generar fábricas inversas, mientras que es frecuente que los carbonatos, incluido los diamagnéticos como la calcita, generen fábricas inversas al presentar su eje máximo de magnetización en su eje cristalográfico $\langle c \rangle$, el cuál es perpendicular al plano basal y por tanto a la foliación estructural (definida a su vez por dichos planos basales). El estudio al SEM indica que la ankerita se dispone en pequeñas láminas orientadas paralelamente a la foliación. Por lo tanto, consideramos que la fábrica inversa está asociada a la presencia de ankerita, y no a magnetita monodominio, como suele ser frecuente (Rochette et al., 1992).

Por otra parte, la ankerita se vuelve inestable a partir de los 600°C (Dasgupta, 1965), transformándose en calcita rica en Mg (siderita) y magnetita (Fe_3O_4). Tras calentar hasta 680°C en un horno para el estudio paleomagnético de la roca de falla, la ASM de las muestras calentadas fue de nuevo medida, desapareciendo la fábrica inversa (Fig. 2f) y confirmándose así su origen asociado a la ankerita. Teniendo en cuenta que al calentar la muestra a 680° se produce un incremento de la susceptibilidad magnética en un orden de magnitud (desde $200 \times 10^{-6} \text{SI}$, previamente al calentamiento, hasta $4380 \times 10^{-6} \text{SI}$, tras el calentamiento), todo parece indicar que se ha producido una transformación mineralógica ankerita \rightarrow magnetita.

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado por el proyecto de investigación CGL2013-42670-P del MINECO (Ministerio de Economía y Competitividad de España).

Referencias

- Dasgupta, D.R. (1965) The transformation of ankerite during thermal treatment. *Mineralogical Magazine*, 35, 272-634-639. DOI:10.1180/minmag.1965.035.272.07.
- Ferré, E. C., Gébelin, A., Till, J.L., Sassier, C., Burmeister, K.C. (2014) Deformation and magnetic fabrics in ductile shear zones: a review. *Tectonophysics*, 629: 179-188. DOI: 10.1016/j.tecto.2014.04.008.
- Ihmlé, P.F., Hirt, A.M., Lowrie, W. (1989) Inverse magnetic fabric in deformed limestones of the Morcles Nappe, Switzerland. *Earth and Planetary Science Letters*, 16: 1383-1386. DOI: 10.1029/GL016i012p01383.
- Martínez-Díaz, J.J. (2002). Stress field variation related to fault interaction in a reverse oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Tectonophysics*, 356: 291-305. DOI: 10.1016/S0040-1951(02)00400-6.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Ortuño, M. (2012) Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Journal of Iberian Geology*, 38: 253-270. DOI: 10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39218.
- Parés, J.M. (2015) Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks. *Front. Earth Sci.*, 3, art. 4. DOI: 10.3389/feart.2015.00004.
- Parés, J.M., van der Pluijm, B. A. (2002) Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. *Tectonophysics*, 350: 283 – 298. DOI: 10.1016/S0040-1951(02)00119-1.
- Rochette, P. (1988) Inverse magnetic fabric in carbonate-bearing rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 90: 229-237. DOI: 10.1016/0012-821X(88)90103-3.
- Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C. (1992) Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30: 209-226. DOI: 10.1029/92RG00733.

Aplicación de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética a rocas de falla. Ejemplos del norte de Iberia

A. Casas-Sainz (*), T. Román-Berdiel (*), M. Marcén (*), B. Oliva-Urcia (**), R. Soto (***), C. García-Lasanta (*), P. Calvín (****), A. Pocoví (*), A. Gil-Imaz (*), O. Pueyo-Anchuela (*), E. Izquierdo-Llavall (****), J.L. Simón (*), P. Santanach (****), E. Vernet (*), P. Santolaria (****), C. Osácar (*), J.J. Villalain (***), S. Corrado (*****), C. Invernizzi (*****), L. Aldega (*****), C. Caricchi (*****)

(*) Departamento de Ciencias de la Tierra, Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza

(**) Departamento de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid

(***) Instituto Geológico y Minero de España, Zaragoza

(****) Laboratorio de Paleomagnetismo, Departamento de Física, Universidad de Burgos

(*****) Departament de Dinàmica de la Terra i els Oceans, Universitat de Barcelona

(******) Departamento de Scienze della Terra, Università de Roma Tre

(******) Scuola di Scienze e Tecnologie, Università de Camerino

(******) Departamento de Scienze della Terra, Sapienza Università di Roma

(******) Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia INGV, Roma

La Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) proporciona una herramienta válida para estudiar las rocas de falla formadas a profundidades relativamente someras dentro de la corteza y que en muchos casos carecen de indicadores cinemáticos claros, o que presentan ambigüedades a la hora de descifrar las direcciones y sentidos de movimiento. Las grandes fallas corticales situadas en el norte de Iberia (Cordillera Ibérica y Cadena Costero-Catalana) y estudiadas en este trabajo (cabalgamiento de Cameros, cabalgamiento de Rastraculos, falla del río Gúro, cabalgamiento de Daroca, cabalgamiento de Monroyo y falla del Vallés) proporcionan varios ejemplos interesantes para definir las relaciones entre fábricas magnéticas e historia cinemática de las fallas. El abanico de ejemplos planteado va (i) desde fallas con evolución larga y compleja, iniciada durante la etapa de fracturación tardi-varisca, actividad extensional durante el *rifting* mesozoico y último rejuego durante la compresión cenozoica (caso, por ejemplo, de la falla de río Gúro) (ii) hasta fallas neoformadas durante la compresión cenozoica afectando a materiales del Oligoceno superior-Mioceno (cabalgamiento de Cameros).

Los datos de la fábrica magnética, y especialmente el estudio detallado de su relación con la petrofábrica, ha servido para establecer las relaciones entre mineralogía magnética (incluyendo minerales ferro- y paramagnéticos), intensidad de la deformación y litologías. El carácter superficial y la reología de las rocas de falla estudiadas, y específicamente la heterogeneidad intrínseca de las zonas de falla en niveles superficiales, hace necesario el estudio detallado de distintos dominios dentro de las zonas de falla, así como el establecimiento de las relaciones entre fábricas previas (en algunos casos de época varisca) y las nuevas estructuras formadas durante la evolución específica de la estructura. Dicha heterogeneidad se refleja incluso en la mineralogía magnética, con presencia variable de minerales para- y ferromagnéticos que pueden portar sub-fábricas iguales o diferentes en las distintas fallas, en relación a los procesos cinemáticos.

La metodología aplicada pasa por una rutina de trabajo (Tabla 1) que ha servido en muchos casos para reconsiderar los datos existentes y examinar de forma más exhaustiva los criterios de cizalla, especialmente en aquellos casos en los que hay disparidad entre los indicadores cinemáticos y los resultados de la fábrica magnética.

Las relaciones entre fábrica magnética y dirección de transporte dependen de los factores arriba indicados, de modo que prácticamente cada una de las fallas presenta un patrón diferente (y afortunadamente único, al menos en los ejemplos estudiados) de dicha relación. En concreto, la relación de la foliación magnética con la petrofábrica es en general sencilla, ya que la foliación magnética es paralela a los planos S (foliación) que se encuentran en la roca o bien adopta una posición intermedia entre los planos S y los planos de cizalla (en fábricas de tipo S-C). La lineación magnética cambia entre la dirección de transporte y la línea de intersección de los planos S y C, dependiendo de los factores mencionados. En general las fábricas dominadas por minerales ferromagnéticos (o con una contribución importante de los mismos, aunque las fábricas portadas por hematites son un caso particular) tienden a favorecer el mimetismo de la lineación magnética con la dirección de transporte, mientras que en las fábricas paramagnéticas es más frecuente que la lineación magnética sea paralela a la lineación de intersección entre los planos S y los planos C. En muchos casos la lineación se encuentra contenida en el plano de foliación y no en el de cizalla, por lo que la dirección de transporte es la proyección de la lineación magnética sobre los planos C (Figura 1). No obstante, la relación exacta entre las fábricas debe ser corroborada en cada una de las zonas de falla.

| Falla | ASM (RT/LT) | Curvas T-k | Muestras de mano | Lámina delgada/mecanismos | Indicadores cinemáticos | Mapas cortes |
|------------------------------|--|--|--|--|-------------------------------------|---|
| Cabalgamiento de Monroyo | Evolución desde lineación de intersección a transporte | Paramagnética/ferromagnética | | Presión-disolución | Cizalla inversa | Inversión/cabalgamiento |
| Cabalgamiento de Rastruculos | Lineación de intersección | Paramagnética/ferromagnética/hematites | Cizalla inversa/retrovergente | | Cizalla inversa | Reactivación falla basamento ? |
| Cabalgamiento de Cameros | Dirección de transporte en fábrica ferro | Mayoritariamente ferromagnética | | Presión-disolución/orientación granos | Cizalla inversa (dextral) | Cabalgamiento zócalo/inversión |
| Cabalgamiento de Daroca | Lineación de intersección | Paramagnética | Foliación de movimiento inverso con cizalla frágil superpuesta. Bandas de cizalla normales | Presión-disolución/orientación mineral ? | Cizalla inversa (dextral-sinistral) | Reactivación tardivarisca/flexural slip |
| Falla del Vallès | Dirección de transporte mayoritaria | Paramagnética/ferromagnética | Cizallas sinistras dominantes. Cizalla inversa secundaria | Orientación mineral | Cizalla sinistral (inversa) | Reactivación tardivarisca |
| Falla Río Grío | Dirección de transporte | Para/ferro/dia | Cizallas dexas e inversas | Orientación granos | Partición inversa/dextral | Reactivación tardivarisca |

Tabla 1. Rutina de trabajo y principales resultados obtenidos en las fallas estudiadas del norte de Iberia

La litología y el tamaño de grano ejercen también una influencia importante sobre la calidad de los datos. El número de muestras necesario para caracterizar de forma adecuada una zona de falla (entre 200 y 500, aproximadamente, en los casos estudiados) es proporcional al tamaño de grano de la roca de falla. Las técnicas de muestreo empleadas incluyen la toma de muestras *in situ* mediante perforadora eléctrica y el corte de bloques en muestras cúbicas. Esta última técnica ha revelado grandes ventajas como la posibilidad de observar las estructuras en cortes orientados y obtener medias fiables a partir de gran número de datos, dada la heterogeneidad del objeto de estudio.

Los resultados obtenidos han permitido: (i) definir de forma precisa la dirección de transporte de los cabalgamientos formados durante el Cenozoico (NNW a NE-SW para

los segmentos estudiados del cabalgamiento de Cameros, lo cual implica partición de la deformación, y NNE para los cabalgamientos de Monroyo y Rastraculos; (ii) evaluar la representatividad de las estructuras de pequeña escala ligadas a los cabalgamientos y fallas, ya que la ASM permite obtener una estadística sólida a partir de un muestreo exhaustivo; (iii) definir de forma precisa el carácter transpresivo o cabalgante de algunas de las fallas tardi-variscas del norte de Iberia durante el Cenozoico, con direcciones de transporte en algunos casos subhorizontales (falla del Vallès) o siguiendo la dirección del buzamiento (caso de la falla de Daroca, aunque con variaciones que implican también componentes dextrales y sinistralas); (iv) establecer la existencia de partición de la deformación entre diferentes láminas de cabalgamiento o entre diferentes trazas de la falla, que permitirán finalmente definir un mapa de direcciones de desplazamiento para las distintas estructuras.

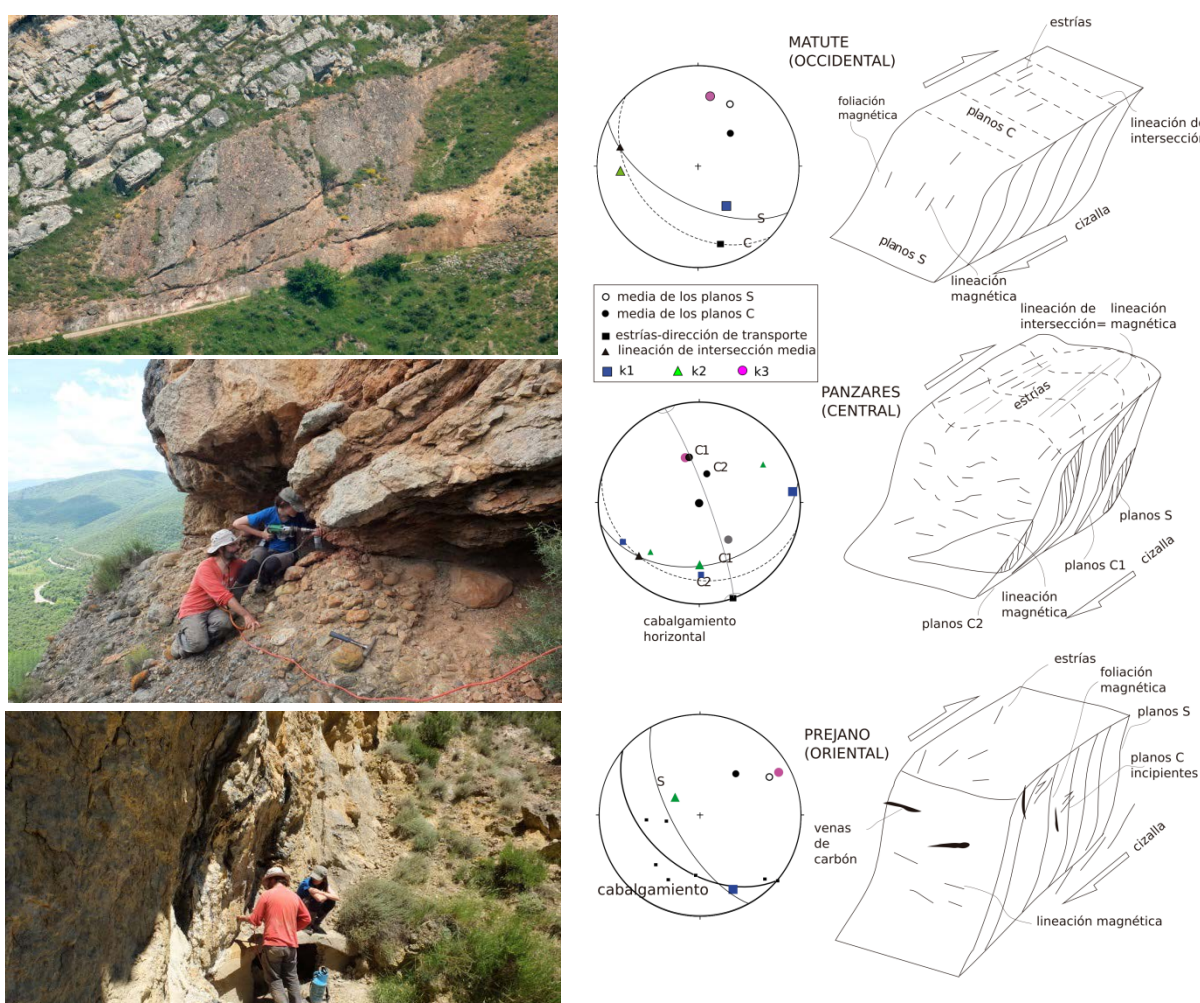


Figura 1. Fotografías de afloramiento y relaciones entre fábrica magnética y petrofábrica en tres sectores del cabalgamiento de Cameros-Demanda. Arriba: sector occidental (cerca de Matute-Tobía, valle del Najerilla, cabalgamiento de Jurásico invertido sobre conglomerados miocenos); en este caso la lineación magnética es la proyección sobre los planos S de la dirección de transporte. Centro: sector central (valle del Iregua, *klippe* de Jurásico inferior sobre conglomerados miocenos); lineación magnética en torno a la lineación de intersección. Abajo: sector oriental (Préjano, valle del Cidacos, calizas jurásicas sobre arenas con carbón de la Fm. Escucha); lineación magnética paralela a la lineación de intersección.

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado por los proyectos de investigación UZ2012-CIE-11 de la Universidad de Zaragoza, y CGL2013-42670-P, CGL2012-38481 y CGL2012-35662 del MINECO (Ministerio de Economía y Competitividad de España).

Aplicación del paleomagnetismo en zonas de falla superficiales: El cabalgamiento de Daroca (Cordillera Ibérica)

E. Izquierdo-Llavall (*), A. Gil-Imaz (**), A. Casas-Sainz (**), J.L. Simón (**), T. Román-Berdiel (**), M.C. Osácar (**), M. Ansón (**), Ó. Pueyo-Anchuela (**), C. García-Lasanta (**)

(*) Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona, España, esther.izquierdo@ub.edu

(**) Departamento de Ciencias de la Tierra, Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, España

Introducción, contexto geológico y aproximación metodológica

El cabalgamiento de Daroca está situado en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Fig. 1). Tiene una dirección NO-SE y superpone unidades carbonatadas de edad Cámbrico a las secuencias detríticas miocenas de la Cuenca de Calatayud (Colomer y Santanach, 1988). Es una estructura con una historia cinemática larga y compleja, cuya geometría actual es resultado de una deformación polifásica: se forma durante la Orogenia Varisca (Carbonífero Superior), pero es reactivada en compresión durante el Paleógeno-Mioceno inferior y luego en extensión durante el Plio-Cuaternario (Colomer, 1987; Gracia, 1992; Gutiérrez *et al.*, 2008; Ansón, 2013).

El cabalgamiento de Daroca es una estructura clave de cara a comprender la evolución cenozoica de la Cordillera Ibérica y el papel de las estructuras heredadas de etapas previas a la compresión. En este escenario, definir la orientación y edad de los vectores paleomagnéticos (primarios o remagnetizados) puede ser útil para definir las edades de movimiento de la falla y las posibles desviaciones locales debidas a la cizalla en las rocas de falla. Esta metodología ha sido aplicada en un total de ocho estaciones, distribuidas a lo largo de la zona de falla, y dos estaciones adicionales muestreadas en las unidades cámbricas del bloque superior del cabalgamiento.

Resultados

La zona de falla asociada al cabalgamiento de Daroca está caracterizada por una foliación penetrativa y frecuentes estructuras S/C. Los planos S y C tienen una dirección NO-SE, subparalela a la dirección de la falla y buzamientos entre suaves e intermedios hacia el Sur. Es también común la presencia de estrías de falla. Ambos indicadores cinemáticos (estructuras S/C y estrías de falla) indican una cizalla de sentido inverso y direcciones de transporte que varían entre Norte y Este.

Las desmagnetizaciones, tanto térmicas como por campos alternos (AF), evidencian la existencia de dos componentes paleomagnéticas principales en la zona de falla (Fig. 2A, estaciones HD1, HD2, HD7 y HD10 en la Fig. 3): (1) una de alta temperatura, con temperaturas de desbloqueo entre 600°C y 675°C, portada por hematites, y (2) otra de baja temperatura y coercitividad intermedia, que es desbloqueada entre 200-250°C y 325-350°C mediante desmagnetización térmica y entre 25 y 40 mT por AF (portada por sulfuros de hierro). En una de las estaciones (HD7 en la Fig. 3) se ha reconocido también una tercera componente con temperaturas máximas de desbloqueo entre 500°C y 550°C, portada por magnetita.

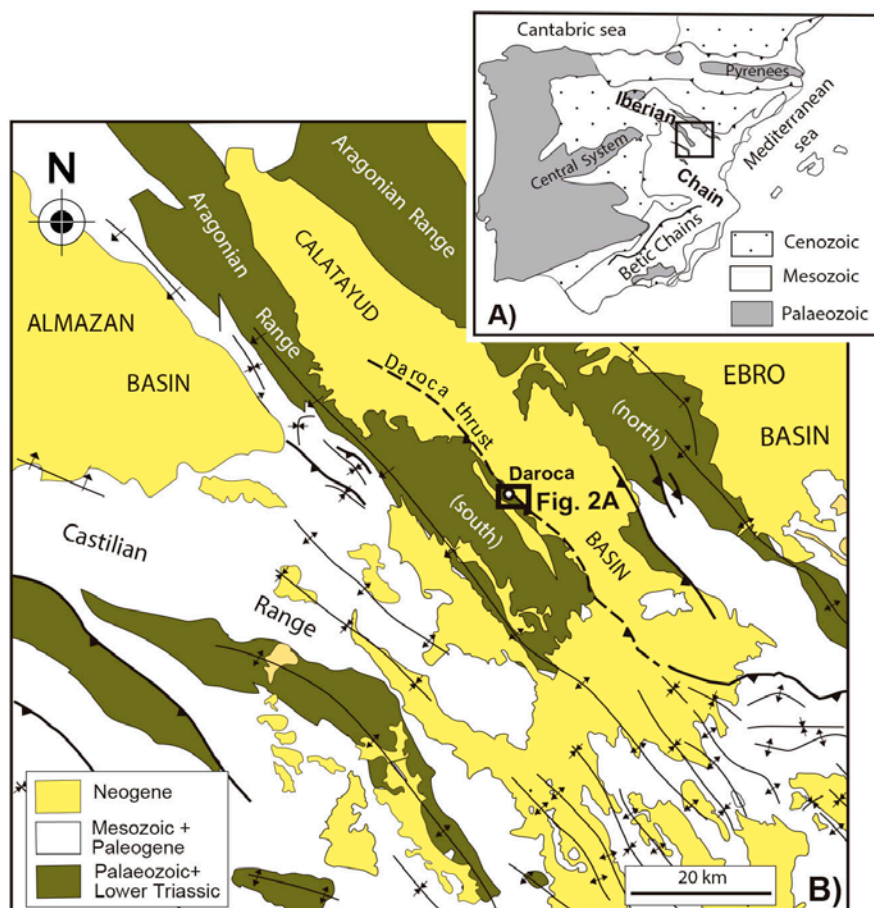


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica.

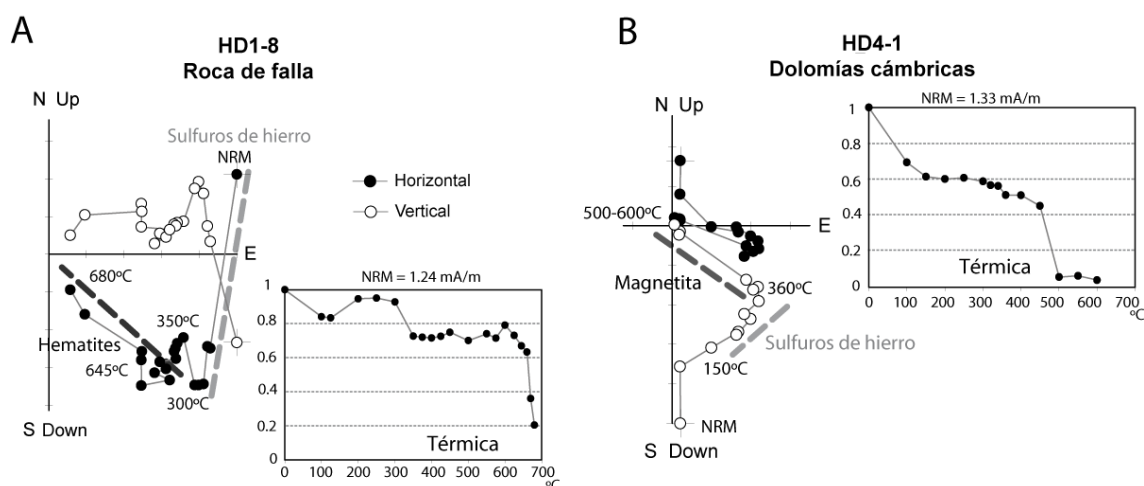


Figura 2. Resultados obtenidos mediante la desmagnetización térmica de muestras pertenecientes a la roca de falla (A) y las dolomías cámbricas del bloque superior del cabalgamiento (B).

La componente de alta temperatura muestra una elevada dispersión a escala de estación excepto en uno de los puntos de muestreo (HD10), en el que tiene polaridad inversa y una orientación promedio $Dec = 078^\circ$, $Inc = -49^\circ$ en coordenadas geográficas (Fig. 3). La componente de baja temperatura está relativamente bien agrupada, tiene polaridades normales e inversas e inclinaciones intermedias ($40-65^\circ$) hacia el Norte en coordenadas geográficas, que coinciden con la orientación definida para la componente de temperatura intermedia (Fig. 3).

Fuera de la zona de cizalla, en las unidades cámbricas (estaciones HD4 y HD5 en la Fig. 3), han sido diferenciadas (Fig. 2B): (1) una componente de temperatura intermedia, con temperaturas de desbloqueo entre 400°C y 500-550°C, portada por magnetita, y (2) una componente de baja temperatura, con temperaturas de desbloqueo entre 200-250°C y 325-350°C, portada por sulfuros de hierro. La componente de temperatura intermedia tiene polaridad normal e inclinación hacia el Este en coordenadas geográficas. La componente de baja temperatura tiene también polaridad normal e inclinaciones hacia el Norte (Dec = 353°; Inc = 56°) y el Este (Dec = 64°, Inc = -4°) en coordenadas geográficas. En este segundo caso (estación HD5), la componente adquiere una orientación Dec = 072°, Inc = 49° después de la corrección de capa, con una inclinación similar a la obtenida en las estaciones situadas en la zona de falla.

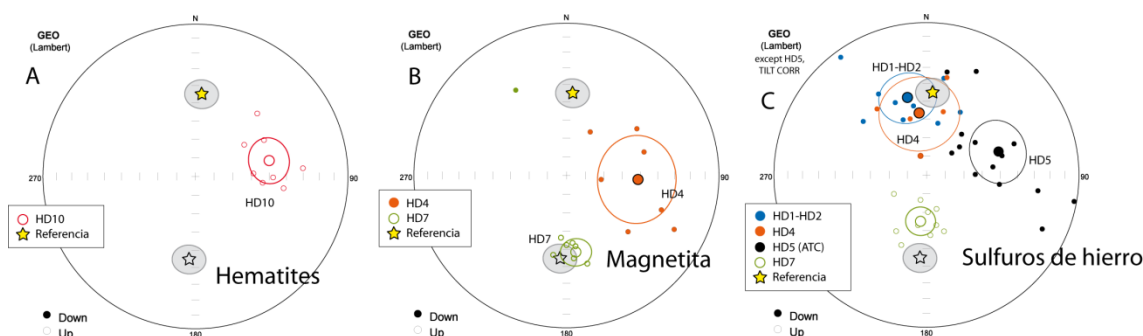


Figura 3. Comparación de las tres componentes paleomagnéticas calculadas (coordenadas geográficas) con la dirección de referencia para el Oligoceno-Mioceno en la zona de estudio.

Las componentes de temperatura baja e intermedia (y la de alta temperatura en HD10) son remagnetizaciones posteriores al desarrollo de la roca de falla. Tienen inclinaciones acordes con una edad de adquisición cenozoica, probablemente contemporánea con la reactivación en contracción del cabalgamiento de Daroca durante el Oligoceno-Mioceno (Colomer y Santanach, 1988). La comparación de las componentes calculadas con la dirección de referencia para el Oligoceno-Mioceno en la zona de estudio (Dec = 004°, Inc = 45°, N = 6, $\alpha_{95} = 8.3^\circ$, $k = 55.6$, Fig. 3) indica que la remagnetización de baja temperatura no está rotada de manera estadísticamente significativa (excepto en la estación HD5, en las dolomías cámbricas), mientras la componente de temperatura intermedia muestra importantes rotaciones en sentido horario ($89^\circ \pm 36.89^\circ$). Esta rotación en sentido horario contrasta con la calculada para la estación HD10 (hematites) que registra una fuerte rotación antihoraria ($106^\circ \pm 21.1^\circ$).

Discusión y conclusiones: Cinemática del cabalgamiento de Daroca deducido a partir de los datos estructurales y magnéticos

Los datos estructurales indican un sentido de movimiento inverso para el cabalgamiento de Daroca, con una dirección de transporte dominante hacia el NE, que a escala de afloramiento presenta cierta variabilidad entre el N y el E (movimiento inverso con una componente direccional dextral o sinistral; Ansón, 2013). Esta variación en la dirección de transporte puede ser consecuencia de (i) una partición de la deformación durante un evento contractivo principal o, por el contrario, (ii) una superposición de etapas de deformación sucesivas con direcciones variables.

La existencia de componentes remagnetizadas, una rotada y otra no rotada, en una misma estación (HD4, Fig. 3) implica una secuencialidad temporal entre los eventos de remagnetización y de movimiento de la falla, lo que es más compatible con la segunda opción apuntada. La inclinación y declinación de las componentes remagnetizadas indican que su adquisición tuvo lugar durante el Cenozoico, posteriormente al desarrollo de la roca de falla y antes o durante la deformación asociada al movimiento del cabalgamiento de Daroca (Oligoceno-Mioceno). Los datos paleomagnéticos también sugieren un plegamiento tardío de las unidades cámbricas en el bloque superior del cabalgamiento (estación HD5), posterior a la remagnetización, y probablemente asociado a un proceso de *buttressing* tras una reactivación temprana de la falla heredada de la etapa Varisca.

Agradecimientos

Los autores agradecen a Juan José Villalaín por el uso del laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Burgos. Este estudio ha sido financiado por los proyectos de investigación UZ2012-CIE-11 de la Universidad de Zaragoza, y CGL2013-42670-P y CGL2012-35662 del MINECO (Ministerio de Economía y Competitividad de España).

Referencias

- Ansón, M. (2013) *Estructura y evolución cinemática de la zona de falla de Daroca: inversión negativa plio-cuaternaria de una estructura contractiva miocena*. TFM, Universidad de Zaragoza, 62 pp.
- Colomer, M. (1987) *Estudi geològic de la vora Sud-oest de la Fossa de Calatayud-Daroca entre Villafeliche i Calamocho*. MSc Thesis, Universidad de Barcelona, 99 pp.
- Colomer, M., Santanach, P. (1988) Estructura y evolución del borde sur-occidental de la Fosa de Calatayud-Daroca. *Geogaceta*, 4: 29-31.
- Gracia, J. (1992) Tectónica pliocena de la Fosa de Daroca (prov. de Zaragoza). *Geogaceta*, 11: 127-129.
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., Gracia, F.J., McCalpin, J.P., Lucha, P., Guerrero, J. (2008) Plio-Quaternary extensional seismotectonics and drainage network development in the central sector of the Iberian Range (NE Spain). *Geomorphology*, 102: 21-42. DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.07.020

On the age of NNW-SSE ridges development in the northern boundary of Central High Atlas (Morocco) using paleomagnetic data

B. Moussaid (*), A. Casas-Sainz (**), J.J. Villalain (***), H. El Ouardi (****), B. Oliva (*****), S. Torres-López (***), T. Roman-Berdiel (**), R. Soto (*****)

(*) Laboratoire de « BGIM » ENS Casablanca, Univ. Hassan II, Maroc, bnmous@hotmail.fr

(**) Geotransfer, Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, Spain

(***) Laboratorio de paleomagnetismo, Departamento de Física, Universidad de Burgos, Spain

(****) Département de géologie, Faculté des Sciences de Meknès, Université Moulay Ismail, Maroc

(*****) Departamento de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, Spain

(******) Instituto Geológico y Minero de España, Universidad de Zaragoza, Spain

In this work we present the results of a paleomagnetic study along a N-S to NNW-SSE ridge separating two minibasins of the northern border of Central High Atlas basin. The High Atlas is the result of basin inversion during Cenozoic convergence between African and European plates (Mattauer *et al.*, 1977; Gomez *et al.*, 2000). The first rifting event began at the Late Triassic followed by a tectonically quiescent period during the Early Liassic materialized by the installation of a carbonate platform on the Atlasic area. A second rifting event occurred during the Toarcian led to the individualizations of mosaic basins on the Atlasic area separated by syn-sedimentary NE-SW trending ridges. During the alpine inversion the Atlasic belt was structured and deformed by three trends of anticlines. E-W and NE-SW anticlines are narrow and very elongated parallel to the belt trend, and separate by wide, gentle synclines coinciding with the depocenter areas. However N-S to NNW-SSE ridges are wider and represent the periclinal termination of synclines. Paleomagnetic sites were taken along one of the later family: the N-S Tasrift ridge separating the Taguelft and Ouauizaght synclines (Fig. 1).

Marly limestones of Bajocian and red beds of Bathonian series were sampled for paleomagnetic study. Results of thermal demagnetization of these rocks, done at the laboratory of paleomagnetism of Burgos University, display a stable component with unblocking temperatures ranging between 300 and 600 to 630°C (Fig. 2). This component displays a systematic normal polarity, and its acquisition is syntectonic. This component corresponds to the widespread remagnetization event occurred in the High Atlasic basin around 100Ma (Torres-Lopez *et al.*, 2014; Moussaid *et al.*, 2015; Calvín *et al.*, 2017). A calculation of paleodips in studied sites was done following the method developed by Villalain *et al.* (2015) based on small circle method. This allows to define the attitude of beds along the Tasrift ridge before remagnetization event (100Ma). According to paleomagnetic results, the Tasrift ridge was built before remagnetization and current dips were acquired before the 100Ma remagnetization event.

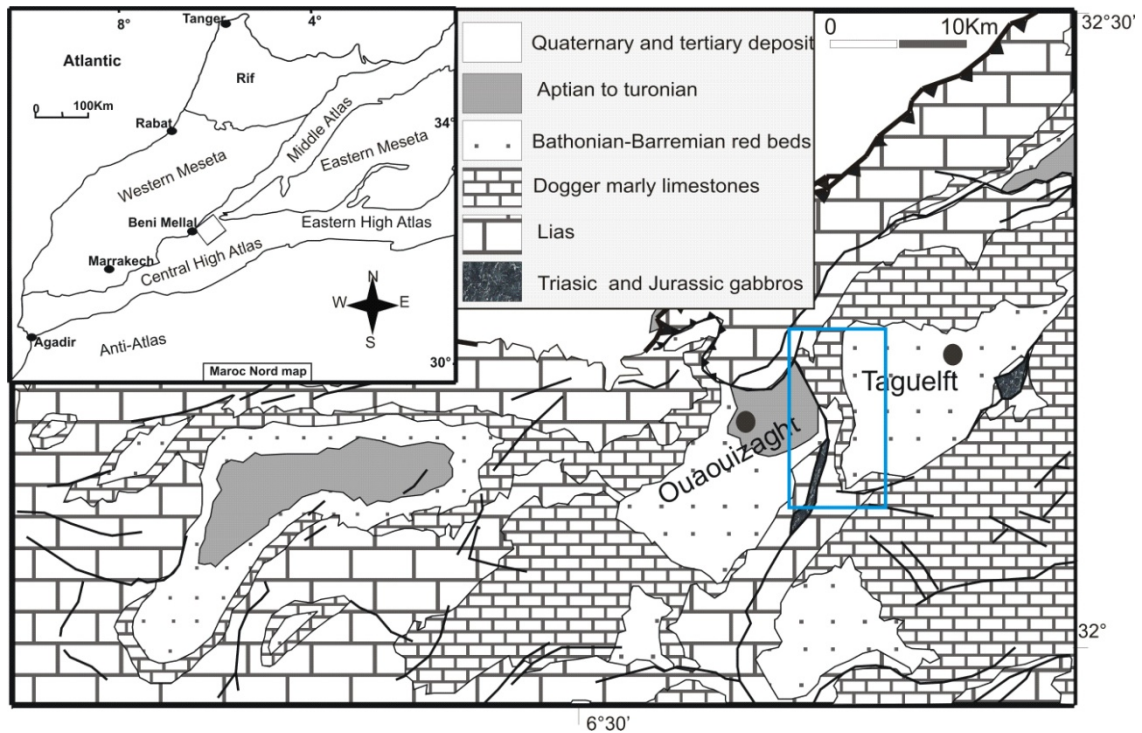


Figure 1. Geological Map of the northern Central High Atlas and Location of Tasrift N-S ridge

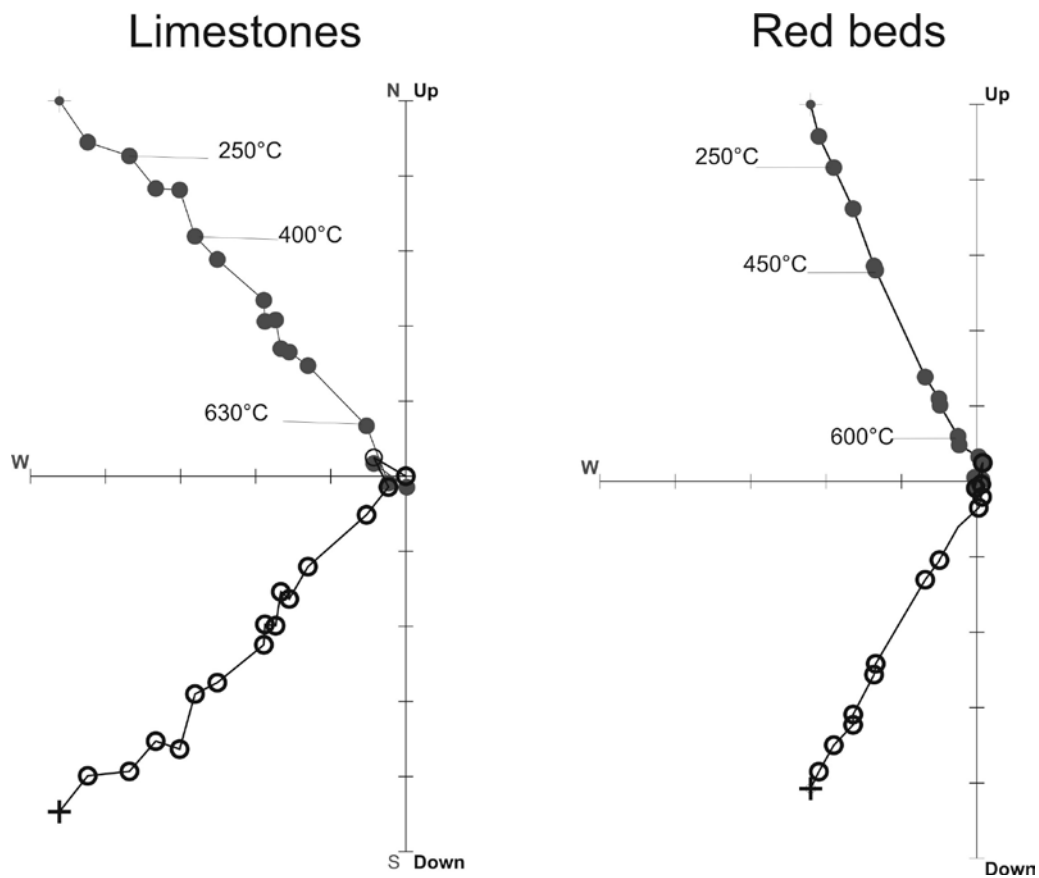


Figure 2. Representative Zijderveld diagrams of thermal demagnetization of both sampled lithologies

Geological data are consistent with this former result, and gives more keys about the beginning of Tasrift ridge uplifting, which was the cause of wedge development and non-sedimentation of Lower Bathonian marls near to this basin border, and was also responsible for the presence of metric scale conglomerate level at the bottom of Bathonian red beds near the Taguelft-Ouaouizaght border. According to the previously mentioned results, the Tasrift ridge represents an example of NNW-SSE ridge, which bordered and separated NE-SW to E-W extended mini-basins of the Central High Atlas since Early Bathonian time. The sediment wedge of lower Bathonian marly series of Taguelft mini-basin along the Tasrift fault indicates that this was an eastern sloping topographic barrier, and paleomagnetic results reveal that this area was structured as the Eastern limb of a NNW-SSE anticline around 100Ma.

Referencias

- Calvín, P., Casas-Sainz, A.M., Villalain, J.J., Moussaid, B. (2017) Diachronous folding and cleavage in an intraplate setting (Central High Atlas, Morocco) determined through the study of remagnetizations. *Journal of Structural Geology*, 97: 144-160. DOI: 10.1016/j.jsg.2017.02.009
- Gomez, F., Beauchamp, W., Barazangi, M., (2000) Role of the Atlas mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plate-boundary zone. *Geology*, 28: 775–778.
- Mattauer, M., Tapponier, P., Proust, F. (1977) Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bull. Soc. géol. Fr. (7)* 19: 521-526.
- Moussaid, B., Villalain, J.J., Casas-Sainz, A., El Ouardi, H., Oliva-Urcia, B., Soto, R., Román-Berdiel, T., Torres-López, S. (2015). Primary vs. secondary curved fold axes: Deciphering the origin of the AitAttab syncline (Moroccan High Alas) using paleomagnetic data. *J. Struct. Geol.*, 70: 65–77. DOI:10.1016/j.jsg.2014.11.004
- Torres-Lopez, S., Villalain, J.J., Casas, A.M., EL Ouardi, H., Moussaid, B., Ruiz-Martinez, V.C. (2014) Widespread Cretaceous secondary magnetization in the High Atlas (Morocco). A common origin for the Cretaceous remagnetizations in the western Tethys? *J. Geol. Soc. London.*, 171: 673–687. DOI: 10.1144/jgs2013-107
- Villalain, J. J., Casas-Sainz, A., Soto, R. (2015) Reconstruction of inverted sedimentary basins from syn-tectonic remagnetizations. A methodological proposal. In: Pueyo, E. L., Cifelli, F., Sussman, A. J. and Oliva-Urcia, B. (eds.) Palaeomagnetism in Fold and Thrust Belts: New Perspectives. *Geological Society, London, Special Publications*, 425, DOI: 10.1144/SP425.10

Remagnetizaciones y supercrones. Las remagnetizaciones cretácicas del mediterráneo occidental

JJ. Villalaín (*), P. Calvín (*), A. Casas-Sainz (**), S. Torres-López (*)

(*) Dpto. de Física, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Burgos, Avd Cantabria S/N, 09006 Burgos, Spain, villa@ubu.es

(**) Dpto. de Ciencias de la Tierra, Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain.

El fenómeno de las remagnetizaciones regionales ha captado de forma extraordinaria el interés del ámbito del paleomagnetismo, especialmente desde los años 80 en que se identificaron componentes secundarias en rocas sedimentarias de la cordillera de los Apalaches (McCabe y Elmore, 1989). La coincidencia en las propiedades magnéticas, su polaridad sistemáticamente inversa o su carácter sintectónico hicieron que rápidamente se considerara como un único evento a gran escala que había inducido la remagnetización de los sedimentos paleozoicos de la cordillera durante el Carbonífero-Pérmico. Para explicar la extensión del fenómeno se propuso el mecanismo termoviscoso (TVM) (Kent, 1985), pero rápidamente se pudo demostrar que en la mayoría de los casos la remagnetización es de tipo químico (CRM), es decir generada por el crecimiento de granos diagenéticos de magnetita, hematites o pirrotina (McCabe y Elmore, 1989). El carácter regional de la remagnetización química se asoció en el caso de los Apalaches a la migración de fluidos tectónicos durante una fase compresiva (Oliver, 1986). Posteriormente se han identificado remagnetizaciones regionales en otras áreas. En muchos casos se ha podido demostrar que la neoformación de granos ferromagnéticos se produce debido a las condiciones termoquímicas sufridas por los sedimentos en cuencas sedimentarias profundas durante la fase de enterramiento (Kars *et al.*, 2012).

A parte de los Apalaches se han observado remagnetizaciones permocarboníferas en otras rocas paleozoicas de Norteamérica y fuera de ella, como en la región del Basin and Range, Colorado, Cordillera Cantábrica, Sierras Australes de Argentina, etc. Además se ha reconocido otra familia de remagnetizaciones de edad cretácica en regiones como la Cordillera Ibérica, Cuenca Vasco Cantábrica, Pirineos, Alto Atlas, sur de los Cárpatos, etc.

La ocurrencia de remagnetizaciones es especialmente frecuente en el final del Paleozoico y durante el Cretácico, coincidiendo con los dos últimos grandes supercrones de polaridad del Campo Magnético Terrestre: el Supercrón Inverso Kiaman (KRS) comprendido entre 318 y 265 Ma (Carbonífero y Pérmico) y el Supercrón Normal del Cretácico entre 120 y 83 Ma. Estas remagnetizaciones tienen polaridades coherentes con las de ambos supercrones y precisamente éste hecho ha sido uno de los criterios para acotar la edad de las remagnetizaciones en muchos casos.

Algunos de los mecanismos propuestos para generar la impresión de una remagnetización a gran escala implican procesos que pueden extenderse a lo largo de decenas de millones de años, pudiendo abarcar varios crones de polaridad. En concreto las remagnetizaciones relacionadas con enterramiento se generan por el

crecimiento de cristales de magnetita o hematitas (CRM), proceso que se prolonga en el tiempo mientras exista hierro disponible y las condiciones de temperatura y presión sean las apropiadas. Muchos trabajos han demostrado que este tipo de remagnetizaciones en calizas tienen como mineral portador la magnetita monodominio estable (Dunlop, 2002). Si este proceso se prolonga durante un periodo de tiempo con frecuentes inversiones de polaridad, los granos que superen su volumen crítico bloquearán su momento magnético con polaridades alternantes, de modo que la roca contendrá simultáneamente momentos magnéticos bloqueados con polaridad normal e inversa contribuyendo a su magnetización. Si el proceso de adquisición de la remagnetización química incluye un superchron, dominará la dirección y polaridad de los granos ferromagnéticos creados durante este periodo.

Una de las remagnetizaciones mejor estudiadas en los últimos años ha sido la que presentan las series del Jurásico inferior de la cordillera del Atlas (Torres-López *et al.*, 2014, Moussaid *et al.*, 2015, Calvin *et al.*, 2017). Ésta ha podido ser datada en aproximadamente 100 Ma mediante la comparación de la dirección de la remagnetización con la secuencia de direcciones paleomagnéticas esperadas que proporciona la curva de deriva polar aparente global (GAPWP) en coordenadas africanas (Torsvik *et al.*, 2012).

En el trabajo que presentamos se han realizado simulaciones para el cálculo de direcciones de magnetización asumiendo un crecimiento homogéneo y constante de cristales de magnetita para distintos periodos de tiempo a lo largo del Cretácico teniendo en cuenta la Escala de Tiempos de Polaridad Geomagnética (Gradstein *et al.*, 2004) y la GAPWP en coordenadas africanas. Los resultados obtenidos se comparan con los datos experimentales que hemos obtenido en los últimos años en distintas áreas de la cordillera del Atlas. Estos análisis permiten extraer conclusiones relevantes para la comprensión de estos procesos de remagnetización y la interpretación de las direcciones paleomagnéticas.

Referencias

- Calvin, P., Casas-Sainz, A.M., Villalain, J.J., Moussaid, B. (2017) Diachronous folding and cleavage in an intraplate setting (Central High Atlas, Morocco) determined through the study of remagnetizations, *J. Struct. Geol.*, 97: 144-160, DOI: 10.1016/j.jsg.2017.02.009
- Dunlop, D. J. (2002) Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 107 (B3): No. 2057. DOI: 10.1029/2001JB000487
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., and eds. Smith, A.G. (2004) *Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Kars, M., C. Aubourg, C., Pozzi, J.-P., Janots D. (2012) Continuous production of nanosized magnetite through low grade burial, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13: Q08Z48, DOI:10.1029/2012GC004104
- Kent, D. V. (1985) Thermoviscous remagnetization in some Appalachian limestones. *Geophysical Research Letters*, 12: 805–808. DOI: 10.1029/GL012i012p00805
- McCabe, C., & Elmore, R. D. (1989). The occurrence and origin of Late Paleozoic remagnetization in the sedimentary rocks of North America. *Reviews of Geophysics*, 27: 471–493. DOI: 10.1029/RG027i004p00471
- Moussaid, B., Villalain, J.J., Casas-Sainz, A., El Ouardi, H., Oliva-Urcia, B., Soto, R., Roman-Berdiel, T., Torres-Lopez, S., (2015). Primary vs. secondary curved fold axes: deciphering the origin of the Ait Attab syncline (Moroccan High Atlas) using paleomagnetic data. *J. Struct. Geol.*, 70: 65-77. DOI: 10.1016/j.jsg.2014.11.004.
- Oliver, R. (1986) Fluids expelled tectonically from orogenic belts: their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. *Geology*, 14: 99–102. DOI: 10.1130/0091-7613(1986)14<99:FETFOB>2.0.CO;2
- Torres-López, S., Villalain, J.J., Casas, A.M., EL Ouardi, H., Moussaid, B., Ruiz-Martínez, V.C. (2014) Widespread Cretaceous secondary magnetization in the High Atlas (Morocco). A common origin for the

Cretaceous remagnetizations in the western Tethys?, *J. Geol. Soc. Lond.*, 171: 673-687. DOI: 10.1144/jgs2013-107.

Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Niocaill, C. Mac, Steinberger, B., Doubrovine, P.V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., Cocks, L.R.M. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Sci. Rev.*, 114: 325-368. DOI: 10.1016/j.earscirev.2012.06.007

Sobre el crecimiento de magnetita en calizas con remagnetización química. Aportaciones de la anisotropía de la remanencia anhisterética aplicada en calizas del Alto Atlas Central (Marruecos)

P. Calvín (*), J. J. Villalaín (*), A. Casas Sainz (**)

(*) Departamento de Física, EPS Campus Rio Vena – Universidad de Burgos, Av. Cantabria, s/n, 09006 Burgos, España, pcalvin@ubu.es

(**) Departamento de Ciencias de la Tierra, Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, España

La cordillera del Atlas, situada en el N de África, constituye una cadena intraplaca generada durante el Cenozoico, como consecuencia de la inversión tectónica de un sistema de cuencas extensionales mesozoicas (Mattauer, 1977). Presenta una dirección estructural ENE-WSW y se caracteriza por una importante secuencia de rocas carbonatadas y facies rojas jurásicas (más de 5000 m en los depocentros), depositadas durante el Jurásico inferior-medio y el Jurásico medio respectivamente.

Trabajos previos (e.g. Torres-López *et al.*, 2014) han documentado que los carbonatos jurásicos de la zona del Alto Atlas Central (AAC) están afectados por una remagnetización a escala de cuenca, que se desarrolló durante el Cretácico durante la etapa de post-rift; por comparación con la curva de deriva polar aparente ha sido datada como Albiense-Cenomaniense.

De acuerdo con sus propiedades magnéticas y paleomagnéticas, se trata de una remagnetización química portada por magnetita, consecuencia del crecimiento de cristales autigénicos durante la diagénesis. Este proceso le otorga a estas rocas unas características magnéticas peculiares (Jackson y Swanson-Hysell, 2012), condicionadas por el rango de tamaño de los cristales autigénicos, que abarca de manera gradual desde el superparamagnético al monodominio estable, y quizás llegue al multidominio. Otra característica importante de la remagnetización que afecta a las calizas del AAC es que presenta un claro comportamiento sin-pliegue (e.g. Torres-López *et al.*, 2014); mediante la aplicación de la técnica de restitución mediante círculos menores (Villalaín *et al.*, 2015), es posible restituir la posición de las capas al momento de la remagnetización (e.g. Torres-López *et al.*, 2016; Calvín *et al.*, 2017).

La anisotropía de la remanencia anhisterética (AARM), llamada anisotropía de la susceptibilidad anhisterética en los primeros trabajos en los que se desarrolló (McCabe *et al.* 1985), puede ser utilizada para inferir la fábrica magnética de los minerales ferromagnéticos (o una población de los mismos con un determinado espectro de coercitividad). Dos premisas importantes para obtener una fábrica no isotrópica son: (i) que las partículas magnéticas tengan cierto grado de anisotropía, y (ii) que estos no estén distribuidos isotrópicamente; el incumplimiento de cualquiera de estas premisas evita la formación de una anisotropía magnética.

La aplicación de esta técnica a las calizas del AAC permite tener una visión del ordenamiento de los granos estables de magnetita monodominio que portan la remagnetización, y por tanto generados durante dicho proceso. Para ello, se han medido de 2-4 muestras de 16 estaciones paleomagnéticas. La AARM fue determinada mediante el siguiente protocolo. (1) La muestra es desmagnetizada mediante un campo alterno de 100 mT; (2) se aplica una ARM según un eje específico

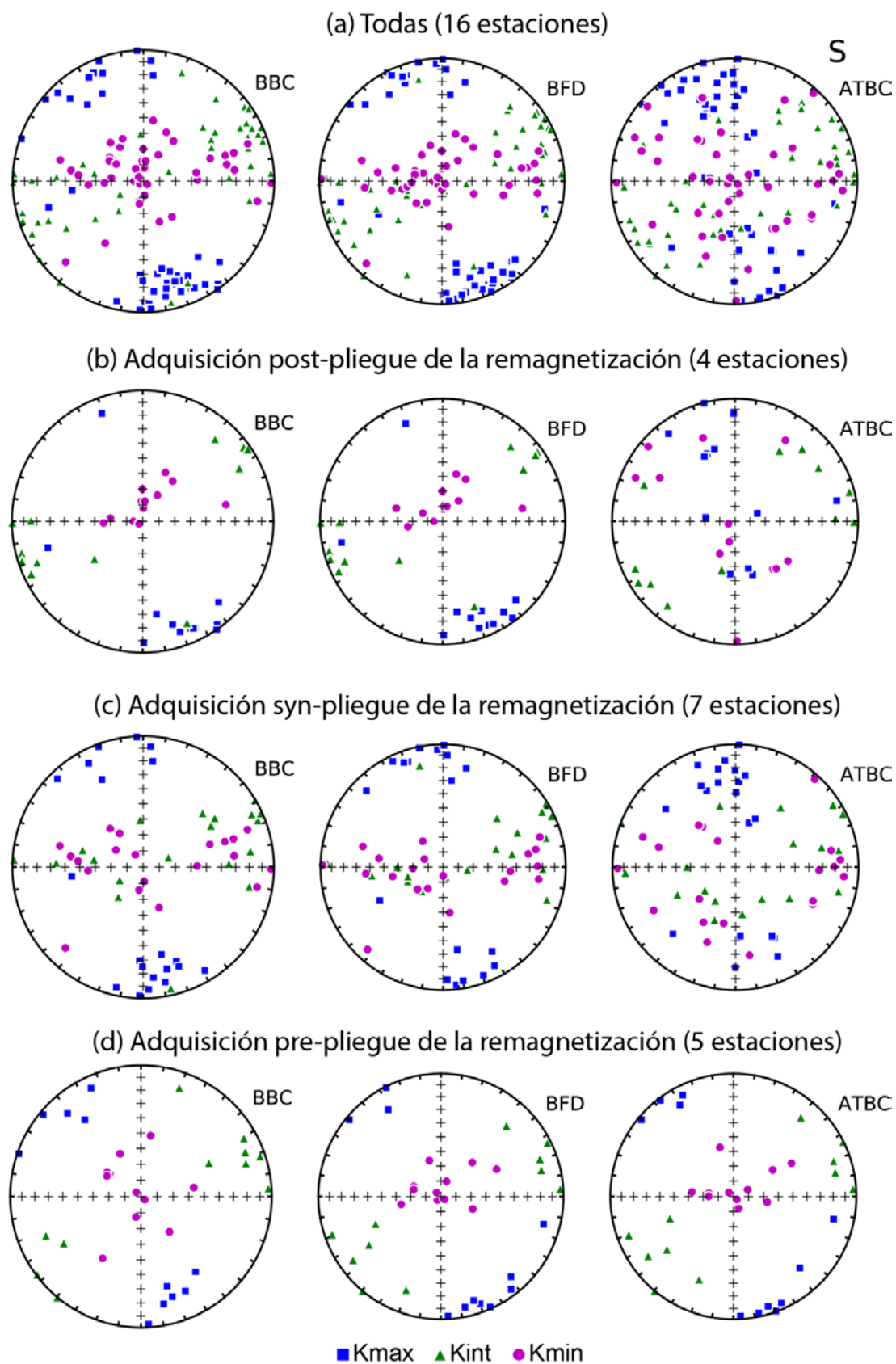


Figura 1. Proyección de igual área de los tres ejes del tensor de la AARM, antes de la corrección tectónica (BBC), con corrección de capa parcial para situar las mismas a la posición que presentaban cuando fueron remagnetizadas (BFD) y con corrección total de capa (ATBC). (a) AARM de las 16 estaciones analizadas, (b, c y d) y agrupadas según la relación temporal entre plegamiento y remagnetización

de la muestra con un campo alterno decreciente (con un pico máximo de 90 mT) acompañado de un campo continuo coaxial de 50 μ T; (3) se mide la remanencia según el eje en el que ha sido aplicada la ARM; (4) se realiza un lavado magnético con un campo alterno de 100 mT según el mismo eje antes de colocar la muestra en una nueva posición; (5) este proceso se repite nueve veces, con la finalidad de medir la ARM en 9 ejes diferentes de la muestra y así obtener el tensor magnético de la AARM.

En la Figura 1 se muestran los resultados preliminares de la AARM, con diferentes grados de corrección de capa. En BBC se presenta la AARM in situ, antes de la corrección de capa. En BFD se presenta abatiendo las capas parcialmente, hasta situarlas en la posición que tuvieron cuando se adquirió la remagnetización (i.e. entre la etapa de plegamiento extensional y la compresiva). Por último, en ATBC se muestra tras aplicar la corrección de capa de manera completa. Si se proyectan los datos provenientes de las 16 estaciones (Fig. 1a), observamos tanto en BBC como en BFD una distribución prolata, con el $k_{m\acute{a}x}$ agrupado y subhorizontal, con dirección NNO-SSE, y una guirnalda constituida por los ejes k_{int} y k_{min} ; por el contrario, ATBC no muestra una fábrica definida. El mejor agrupamiento observado en BBC y BFD frente al de ATBC sugiere que la fábrica magnética portada por la magnetita fue adquirida después de la primera etapa de deformación. Sin embargo, la similitud entre la fábrica BBC y BFD no permite discernir si se adquirió antes o después de la compresión. Para ello, se han dividido las estaciones en tres grupos diferentes, según el ratio entre deformación pre- y post-remagnetización que registran. Los dos primeros grupos (Fig. 1b y c) muestran un comportamiento similar al observado con todas las estaciones juntas; sin embargo, las estaciones cuya deformación es principalmente post-remagnetización nos dan una nueva clave para la interpretación de la AARM. En este caso, BFD y ATBC son similares y presentan una fábrica definida, con la lineación magnética horizontal y NNO-SSE, y el K_{min} vertical, mientras que la fábrica in situ (BBC) muestra una mayor dispersión. Esto parece indicar que la fábrica magnética fue adquirida, al igual que la remagnetización, entre los dos eventos de deformación. Es importante indicar que la peor definición de los ejes k_{min} podría deberse bien a (i) que el proceso ordenador de los granos de magnetita tuviese tendencia a generar fábricas prolatas, o más probablemente (ii) a que los cristales de magnetita tengan morfología cercana a la husoidal, siendo difícil que definan una foliación magnética. Sin embargo, cuando ésta se observa (Fig. 1b y c), parece indicar la presencia de una foliación magnética horizontal, con el k_{min} vertical.

A la luz de estos resultados preliminares, interpretamos que los cristales de magnetita autigénicos, portadores de la remagnetización, presentan cierto grado de anisotropía a escala de grano, y definen una fábrica prolato-triaxial con marcada lineación NNO-SSE, y foliación tendente a horizontal. Una posible interpretación para esta fábrica es que esté definiendo una fábrica extensional en relación con las condiciones de esfuerzo en el momento de su formación: una carga litostática importante generaría una foliación horizontal, y una dirección de extensión predominante NO-SE a NNO-SSE para el Jurásico y el Cretácico inferior (Ait-Brahim *et al.*, 2002) permitiría la definición de la lineación magnética. Por tanto, el momento de formación de la fábrica magnética, definida por los cristales de magnetita, estaría enmarcado entre el momento de su formación y el inicio de la inversión de la cuenca durante el Cenozoico. Existen dos posibilidades extremas para la generación de la fábrica magnética: (i) que los cristales de magnetita crezcan con una distribución isotrópica y posteriormente se reorienten por las condiciones externas, o (ii) que sean estas condiciones externas las que condicionan el crecimiento orientado de las magnetitas. Dado que no es esperable un cambio en las condiciones del entorno desde el momento de cristalización de la magnetita hasta el inicio de la inversión de la cuenca, parece más factible la segunda hipótesis.

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado por los proyectos de investigación CGL2012-38481 y CGL2016-77560 del MINECO (Ministerio de economía y competitividad) que también cuenta con fondos FEDER de la Unión Europea. PC también agradece el contrato como investigados predoctoral financiado por el MINECO (BES-2013-062988).

Referencias

- Ait-Brahim, L., Chotin, P., Hinaj, S., Abdelouafi, A., El Adraoui, A., Nakcha, C., Dhont, D., Charroud, M., Sossey Alaoui, F., Amrhar, M., Bouaza, A., Tabyaoui, H., Chaouni, A. (2002) Paleostress evolution in the Moroccan African margin from Triassic to Present. *Tectonophysics*, 357(1–4): 187–205. DOI: 10.1016/S0040-1951(02)00368-2
- Calvín, P., Casas-Sainz, A. M., Villalaín, J. J., Moussaid, B. (2017) Diachronous folding and cleavage in an intraplate setting (Central High Atlas, Morocco) determined through the study of remagnetizations. *Journal of Structural Geology*, 97: 144–160. DOI: 10.1016/j.jsg.2017.02.009
- Jackson, M., Swanson-Hysell, N. L. (2012) Rock magnetism of remagnetized carbonate rocks: another look. *Geological Society, London, Special Publications*, 371(1): 229–251. DOI: 10.1144/sp371.3
- Mattauer, M., Tapponier, P., Proust, F. (1977) Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bull. Soc. géol. Fr. (7)* 19: 521-526.
- McCabe, C., Jackson, M., Ellwood, B. B. (1985) Magnetic anisotropy in the Trenton Limestone: Results of a new technique, anisotropy of anhysteretic susceptibility. *Geophysical Research Letters*, 12(6), 333–336. DOI: 10.1029/GL012i006p00333
- Torres-López, S., Villalaín, J. J., Casas, A. M., EL Ouardi, H., Moussaid, B., Ruiz-Martínez, V. C. (2014) Widespread Cretaceous secondary magnetization in the High Atlas (Morocco). A common origin for the Cretaceous remagnetizations in the western Tethys? *Journal of the Geological Society*, 171(5): 673–687. DOI: 10.1144/jgs2013-107
- Torres-López, S., Casas, A. M., Villalaín, J. J., El Ouardi, H., Moussaid, B. (2016) Pre-Cenomanian vs. Cenozoic folding in the High Atlas revealed by palaeomagnetic data. *Terra Nova*, 28(2): 110–119. DOI: 10.1111/ter.12197
- Villalaín, J. J., Casas-Sainz, A. M., Soto, R. (2015) Reconstruction of inverted sedimentary basins from syn-tectonic remagnetizations. A methodological proposal. *Geological Society, London, Special Publications*, 425(1): 233–246. DOI: 10.1144/SP425.10

Anomalías magnéticas asociadas a edificios volcánicos y yacimientos arqueológicos en Tusculum (Colli Albani, Roma)

A. Pocoví (*), Ó. Pueyo-Anchuela (*), J.J. Villalaín (**), P. Diarte-Blasco (***), V. Beolchini (****), L. Peña-Chocarro (****), A. Casas-Sainz (*)

(*) Departamento de Ciencias de la Tierra, Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, apocovi@unizar.es

(**) Laboratorio de Paleomagnetismo, Departamento de Física, Universidad de Burgos

(***) Marie Skłodowska-Curie Fellow. University of Leicester

(****) Escuela Española de Historia y Arqueología, Roma

(*****) Centro de Ciencias Humanas y Sociales, CSIC, Madrid

La prospección magnética es una herramienta habitualmente utilizada en arqueología, especialmente en lugares donde puede existir un fuerte contraste de susceptibilidad y/o de magnetización remanente entre los objetos buscados y el entorno. En este caso los minerales ferromagnéticos juegan un papel muy importante, y por ello la prospección magnética ha sido utilizada frecuentemente para localizar hornos o materiales cerámicos.

Aunque su utilización para la delimitación de construcciones no es tan frecuente, el caso de Tusculum, ciudad etrusca, romana y medieval situada en los Colli Albani, al sur de Roma, proporciona un caso de estudio interesante ya que se encuentra sobre un lateral de una caldera volcánica (cuyo edificio se conserva en la topografía actual, figura 1) y la mayor parte de las construcciones están realizadas a partir de distintos tipos de materiales volcánicos (básicamente distintos tipos de toba y basaltos).



Figura 1. Topografía de los Colli Albani, situados al sur de Roma. La zona de estudio (indicada con un rectángulo) es el borde norte de la caldera, inmediatamente al sur de la población de Montecompatri (hermanada con Calahorra, La Rioja). Intervalo de coordenadas de longitud: 3', latitud: 2'.

En este trabajo se analizan las anomalías magnéticas producidas por diferentes elementos constructivos y naturales del área de Tusculum. Las longitudes de onda asociadas al tamaño y las susceptibilidades magnéticas de los materiales han permitido definir una imagen del subsuelo, que ha sido parcialmente corroborada por las excavaciones realizadas en Mayo de 2017.

Las medidas de susceptibilidad magnética se realizaron mediante susceptómetros portátiles (KT-10 de Terraplus y Bartington) y fueron comprobadas posteriormente con medidas de laboratorio (susceptómetro Kappabridge de AGICO) en fragmentos rocosos y muestras de suelo. Las medidas de magnetización remanente se realizaron con un magnetómetro criogénico (2G Enterprises).

Los materiales utilizados en la construcción a lo largo de la historia de la ciudad proceden de canteras cercanas situadas normalmente en el interior de la caldera. El material más abundante (y más utilizado en construcción) es la toba volcánica, muy porosa y que presenta susceptibilidades variables, entre 1000 y 10000×10^{-6} SI, con una media del orden de 6000×10^{-6} SI. En cambio, el material basáltico, menos abundante tanto en afloramiento como en construcciones, presenta valores entre 10000 y 50000×10^{-6} , con una media en torno a 28000×10^{-6} SI. Finalmente, el tercer material más abundante son los suelos que recubren la parte somital del borde de la caldera (hasta profundidades de 2 m, mezclados con derrubios), que presentan susceptibilidades entre 300 y 10000×10^{-6} SI. Los rellenos entre los muros conservados contienen a menudo tejas, ladrillos o cerámica, que presentan valores de susceptibilidad del mismo orden de magnitud que la toba volcánica. En cuanto a la utilización del material, la mayor parte de las construcciones están realizadas a partir de toba volcánica, excepto la calzada donde el basalto es el elemento mayoritario y probablemente parte de la muralla que también podría contener bloques de basalto.

También se ha medido la magnetización remanente natural (NRM) de muestras representativas procedentes de los materiales de construcción mencionados antes. Los valores de la NRM de las tobas son extraordinariamente altos, del orden de 3 A/m y por tanto valores del coeficiente de Koenigsberger Q también muy altos, del orden de 18, lo que implica que para cada bloque la magnetización remanente es mucho más importante que la inducida. Los basaltos y las cerámicas presentan también NRM alta (de entre 1 y 3 A/m) y valores de Q mayores que la unidad.

La desmagnetización de NRM de estos materiales de construcción indica que la magnetización fue adquirida en todos los casos antes de su uso para la construcción. Por ello, tienen una importante contribución global a la anomalía geológica creada por el margen de la caldera, pero debería ser despreciable en los elementos constructivos, ya que las direcciones de magnetización de los distintos bloques se distribuyen al azar cancelándose entre ellas. Sin embargo sí podrían tener una contribución apreciable en las anomalías magnéticas en bloques constructivos de toba superficiales y de gran tamaño. En estos casos podrían identificarse anomalías de alta frecuencia asociada a dichos elementos pero donde la dirección de magnetización no se sumaría sistemáticamente a la magnetización inducida.

Para la realización de la prospección magnética se ha utilizado un magnetómetro/gradiómetro de protones con efecto Overhauser GSM-19 (Gem-systems) con dos sensores separados 0,5 m como equipo itinerante (*rover*) y un segundo magnetómetro (PMG-1, Satisgeo) como base para controlar las variaciones naturales y realizar la corrección diurna. El perfil estudiado se ubicó en el sector norte de la caldera volcánica, atravesando completamente la ciudad de Tusculum. La parte central del perfil, que comprende el área del foro, se comparó con datos anteriores

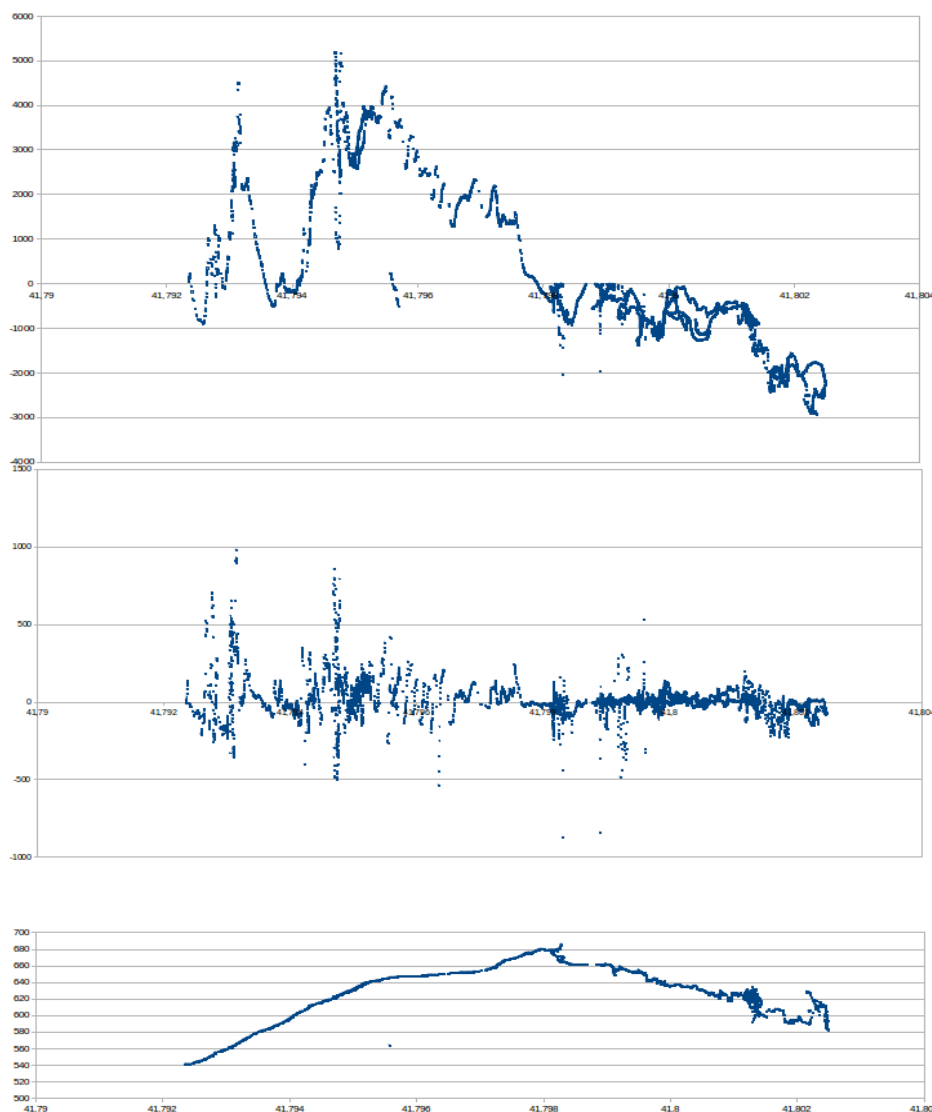


Figura 2. Perfil magnético de dirección N-S y 1 km de longitud que atraviesa el centro de la ciudad de Tusculum (en la parte topográficamente más alta) y las dos laderas situadas al norte y sur de la misma. Abcisas en grados de latitud. Arriba: campo total (anomalía residual de campo en nT), en el centro: gradiente vertical (en nT/m). Abajo: perfil topográfico (en msnm). Las partes duplicadas o con valores dobles en el perfil corresponden a dobles pasadas por itinerarios paralelos.

correspondientes a una prospección detallada de dicha zona (Diarte Blasco *et al.*, 2014).

El perfil obtenido muestra una anomalía magnética de primer orden, en torno a 8000 nT, cuya parte positiva se sitúa en la ladera sur de la caldera y su parte negativa (asumiendo una geometría dipolar) no acaba de definirse hacia el norte, probablemente porque está situada fuera del área de prospección. Superpuestas a esta anomalía de primer orden (longitud de onda kilométrica) aparecen anomalías que abarcan cientos de metros de longitud de onda y varios miles de nT de amplitud distribuidas a lo largo de la cara sur de la caldera, probablemente relacionadas con coladas basálticas. El resto de anomalías se superponen a la anomalía principal y tienen longitudes de onda de entre 10 y 20 m y amplitudes en el entorno de los 100 nT y son identificables tanto en los valores de intensidad de campo como de gradiente

vertical (Fig. 2). El hecho de que se vean reflejadas en ambos grupos de medidas indica que la fuente es cercana a la superficie y que probablemente están relacionadas con restos arqueológicos, fundamentalmente muros o calzadas de basalto, o eventualmente muros de toba con alta susceptibilidad.

El modelo magnético propuesto (Fig. 3) encaja con un estratovolcán con cuerpos estratificados de distinta susceptibilidad y remanencia (coladas volcánicas de basalto y niveles potentes de toba) en el cual la complejidad impuesta por la presencia de conos adventicios (no representados) daría lugar a variaciones laterales en las anomalías magnéticas. Las anomalías de longitud de onda menor estarían relacionadas probablemente con restos arqueológicos.

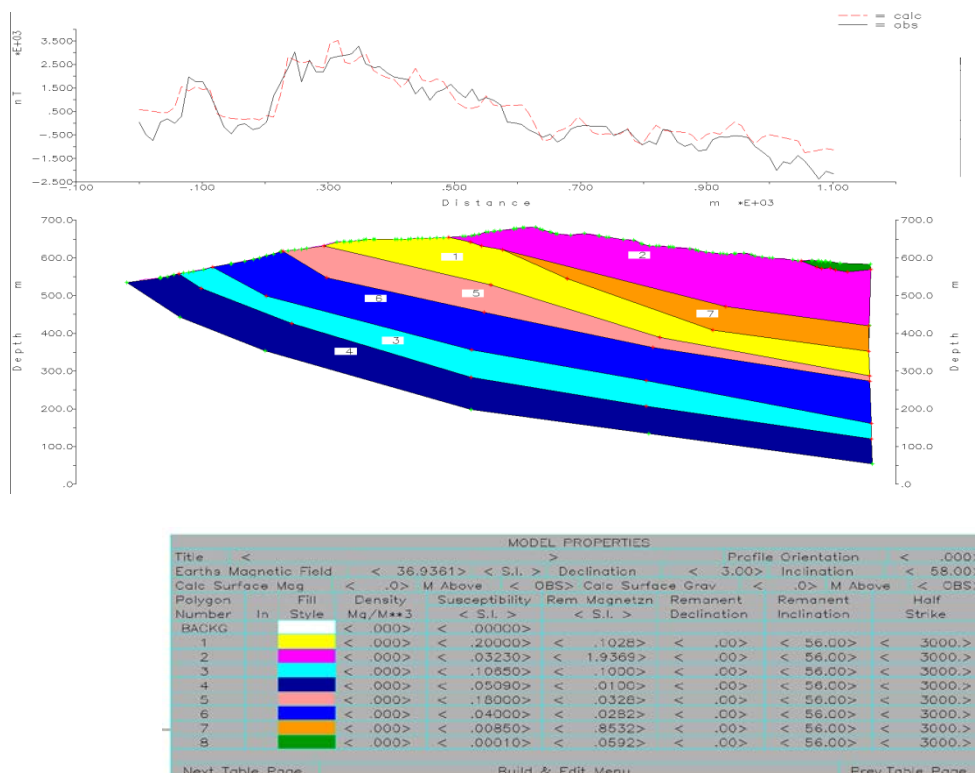


Figura 3. Modelo propuesto para la interpretación de las anomalías magnéticas de primer orden en las laderas de la caldera volcánica a ambos lados de Tusculum. Abajo, propiedades utilizadas para los distintos polígonos representados. Modelización mediante el software Gravmag32 (Petley *et al.*, 1993).

Agradecimientos

Este estudio se ha realizado en el marco de colaboración entre la Escuela Española de Historia y Arqueología de Roma y el Grupo de Investigación Geotransfer,

Referencias

Diarte Blasco, P., Beolchini, V., Peña-Chocarro, L., Pueyo, O., Casas, A., Pocoví, A., Zanfini, M., Ori, G.G., dell'Arcipreste, I., Murana, A. (2014) Metodologie d'indagine non invasiva a Tusculum: la ricerca archeologica senza scavare. Decimo incontro di studi sul Lazio e la Sabina. Lazio e Sabino, 10: 7-10.

Pedley, R.C., Busby, J.P., Dabek, Z.K. (1993) GRAVMAG User Manual – interactive 2.5D gravity and magnetic modeling. British Geological Survey, Technical Report WK/93/26/R.

The magnetic, mineralogical and geochemical signature of the Deccan volcanism in the global sedimentary record

Eric Font (*)

(*) IDL-FCUL, Instituto Dom Luís, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Campo Grande, Lisbon, Portugal. font_eric@hotmail.com

The contribution of the Deccan Traps volcanism in the Cretaceous-Palaeogene (KPg) crisis is still a matter of debate. The main limitation is the lack of mass extinction proxies within the Deccan lava flows, making hard the correlation of the Deccan-induced climate changes with the mass extinction recorded in the global marine record. An alternative is to investigate the magnetic and mineral assemblages of remote marine section. Iron oxides are very sensitive to changes in redox conditions, and thus can be possibly used as markers of paleoenvironmental changes driven by Deccan volcanism. This is the case in the Basque-Cantabric basin (Bidart, Zumaya) and the western margin of the Tethys (Gubbio), where an interval of low magnetic susceptibility (MS) containing akagenéite, a Cl-bearing oxyhydroxide described in acidic and hyperchlorinated environments; features in the last 50 cm just below the KPg boundary. The low MS interval originated from the loss of detrital magnetite and magnetosomes, features consistent with reductive iron oxide dissolution possibly linked to environmental acidification. These magnetic and mineralogical benchmarks correlated with mercury anomalies in Bidart, reinforcing the link with the Deccan eruptions. These insights provide new and promising clues to identify the signature of the Deccan-induced paleoclimatic and paleoenvironmental changes in the global sedimentary record and reinforce the temporal link between the Deccan eruption and the KPg mass extinction.

Keywords: Deccan, KPg mass extinction, acidification, iron oxide dissolution, magnetosome, akagenéite, mercury.

Geoquímica y magnetismo en los sedimentos del lago Enol (Asturias), 40 ka

B. Oliva Urcia (*), A. Moreno (**), B. Valero Garcés (**)

(*) Departamento de geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Madrid, belen.oliva@uam.es

(**) Departamento de Procesos Geoambientales y Cambio Global, Instituto Pirenaico de Ecología IPE-CSIC. 50059 Zaragoza

Desde el primer estudio de susceptibilidad magnética de sedimentos varvados en lagos suecos (Ising, 1943), las propiedades magnéticas de sedimentos de lagos se han utilizado de manera creciente en estos últimos años, relacionándose con cambios paleoambientales. El análisis de los minerales magnéticos para caracterizar su naturaleza, tamaño de grano y cantidad, puede servir para determinar cambios paleoambientales, puesto que dan información sobre la erosión, el transporte, la nueva formación, la alteración durante el depósito y postdepósito de los minerales magnéticos (Liu *et al.*, 2012).

La combinación de los resultados de la señal magnética con datos geoquímicos (contenido en carbono orgánico e inorgánico, análisis de elementos mayores), observaciones sedimentológicas en láminas delgadas y frotis, y datos biológicos (diatomeas, quironómidos), son necesarios para entender la evolución sedimentaria de los depósitos que rellenan el lago. Además, un modelo de edad fiable es requisito indispensable para comparar el registro continental con otros cambios medioambientales a escala regional e incluso global.

Aquí se presentan los datos geoquímicos y su interpretación medioambiental (Moreno *et al.*, 2010), comparados con los datos de la señal magnética (medidas realizadas en el *Institute for Rock Magnetism* en Minneapolis, U. Minnesota, Fig. 1). Los indicadores magnéticos aumentan progresivamente durante la unidad 2, cuando el lago deja de ser proglaciar y aumenta la actividad orgánica. En la unidad 1 la concentración de minerales magnéticos muestra importantes variaciones después del Younger Dryas, con picos que parecen relacionados con el contenido en calcio y en carbono orgánico. Los picos de Ca y TOC se han interpretado relacionados con momentos más templados, con mayor desarrollo de suelos y de vegetación.

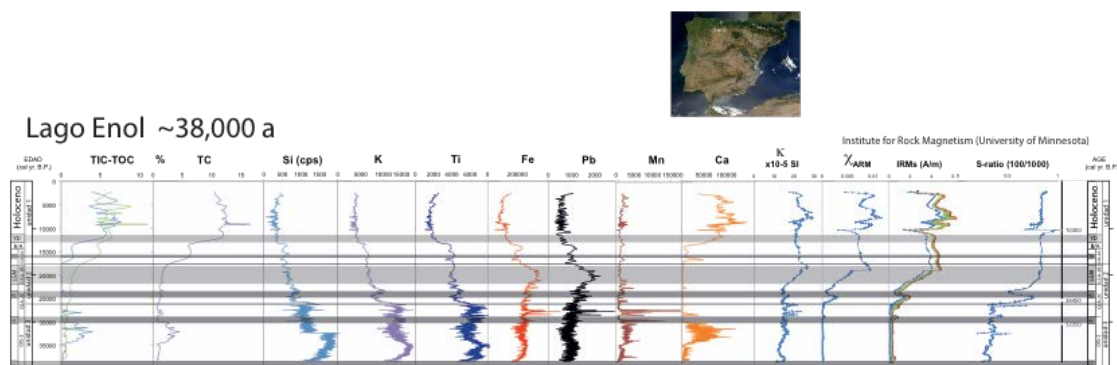


Figura 1. Representación en edad de los datos geoquímicos (Moreno *et al.*, 2010) y magnéticos.

Agradecimientos

Investigación realizada gracias al proyecto de referencia CGL2016-77628-R, del Ministerio de Economía y Competitividad

Referencias

- Ising, G. (1943) On the Magnetic Properties of Varved Clay. *Arkiv för matematik, astronomi o. fysik*, 29A: 1-37.
- Liu Q., Roberts, A.P., Larrasoaña, J.C., Banerjee, S.K., Guyodo, Y., Tauxe, L., Oldfield, F. (2012) Environmental magnetism: principles and applications, *Reviews of Geophysics*, 50: 1 – 50. DOI: 10.1029/2012RG000393
- Moreno, A., Valero-Garcés, V., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Mata, M.P., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, P., Rico, M. (2010) The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, northern Spain), *Journal of Quaternary Sciences*, 25 (7): 1076-1091. DOI: 10.1002/jqs.1265

Evaluación magnética de partículas atmosféricas (Proyecto Donaire)

T. Mochales (*), J.C. Larrasoña (*), J. Pey (*), N. Pérez (**), J.C. Cerro (***), M. Tobar (***), I. de la Parra (****), S. Castillo (****), J. Reyes (*****), P. Mata (*****)

(*) IGME Zaragoza, c/ Manuel Lasala 44, 50006 Zaragoza, taniamochales@gmail.com

(**) IDAEA-CSIC C/Jordi Girona 18-26 08034 Barcelona

(***) Atmosphere Laboratory, Balearic Islands Government, c/Corredors 10, 07009, Palma

(****) UNIZAR, c/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza

(*****) Frigiliana, 29788 Málaga

(*****) IGME c/ Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid

El proyecto Donaire plantea la caracterización geoquímica, magnética y mineralógica de las transferencias atmosféricas en doce estaciones ubicadas en el NE de España (Navarra, Aragón, Cataluña y Baleares), además de otras dos estaciones localizadas en Picos de Europa y la provincia de Málaga, por medio de un seguimiento ininterrumpido durante un año. Los ambientes incluidos en el seguimiento incluyen desde zonas prístinas en los Pirineos o la Cordillera Costero Catalana hasta entornos urbanos como las ciudades de Pamplona, Zaragoza, Barcelona y Palma de Mallorca, además de ambientes singulares como áreas agrícolas de regadío, un parque eólico o una zona lacustre salobre en el valle del Ebro (Fig. 1)

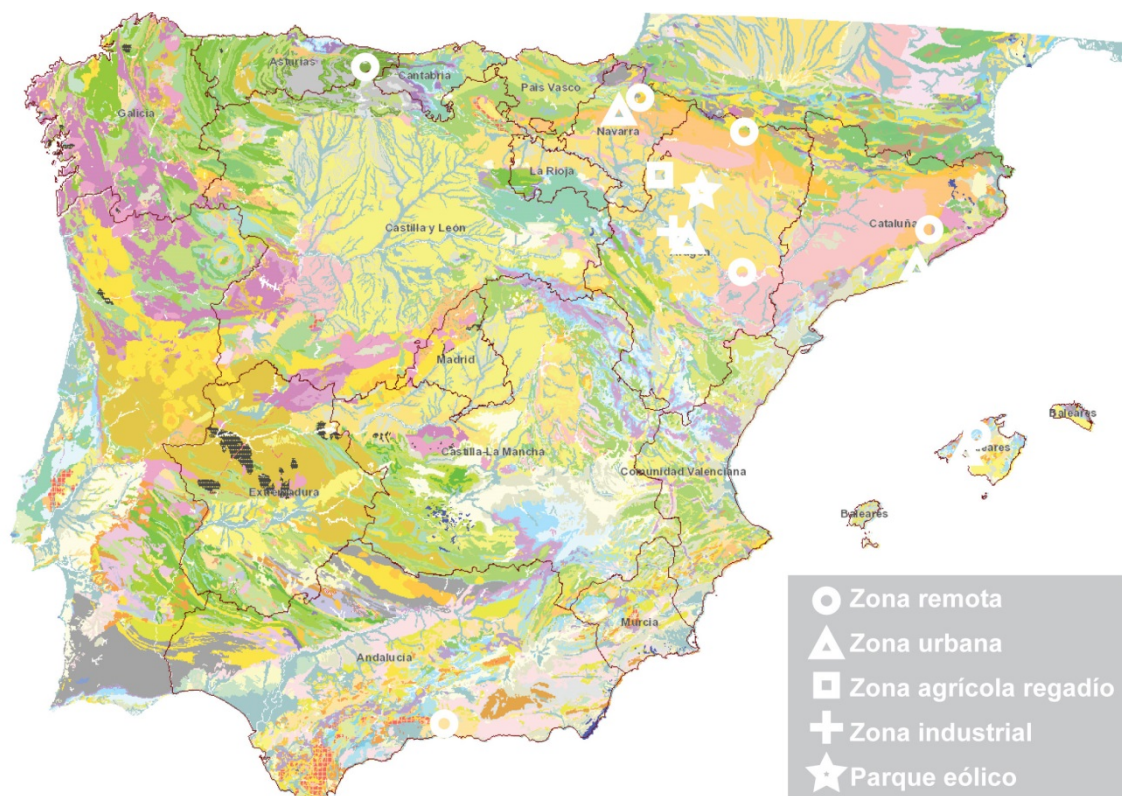


Figura 1. Localización y entorno de la estaciones Donaire sobre Geode (<http://info.igme.es/visorweb/>)

Los objetivos del proyecto son diversos: i) cuantificación de flujos atmosféricos en masa y composición química. Enriquecimiento de zonas antrópicas con respecto a sus referentes remotos más cercanos; ii) caracterización de las propiedades magnéticas

de dichas partículas. Investigación de las relaciones entre especies geoquímicas y/o fuentes magnéticas con el fin de definir proxys magnético-geoquímicos; iii) observación especial de eventos de interés como episodios de polvo sahariano, eventos de contaminación o fuentes de emisión particulares. Por el momento, desde el punto de vista magnético, el primer objetivo ha sido realizado para los diez primeros periodos de muestreo (Fig. 2). La susceptibilidad magnética (k) fue medida en 133 filtros, obtenidos del filtrado del agua meteórica perteneciente a periodos quincenales. k se obtiene por medio de un puente de susceptibilidad KLY3-3 Kappabridge (AGICO), a 875 Hz y una intensidad de campo de 300 Am^{-1} (AGICO) en la Universidad de Zaragoza. Análisis adicionales, tales como susceptibilidad a alta y baja frecuencia, adquisición de magnetización isoterma, magnetización remanente antihistérica, ciclos de histéresis y diagramas FORC, serán realizados en los próximos meses.

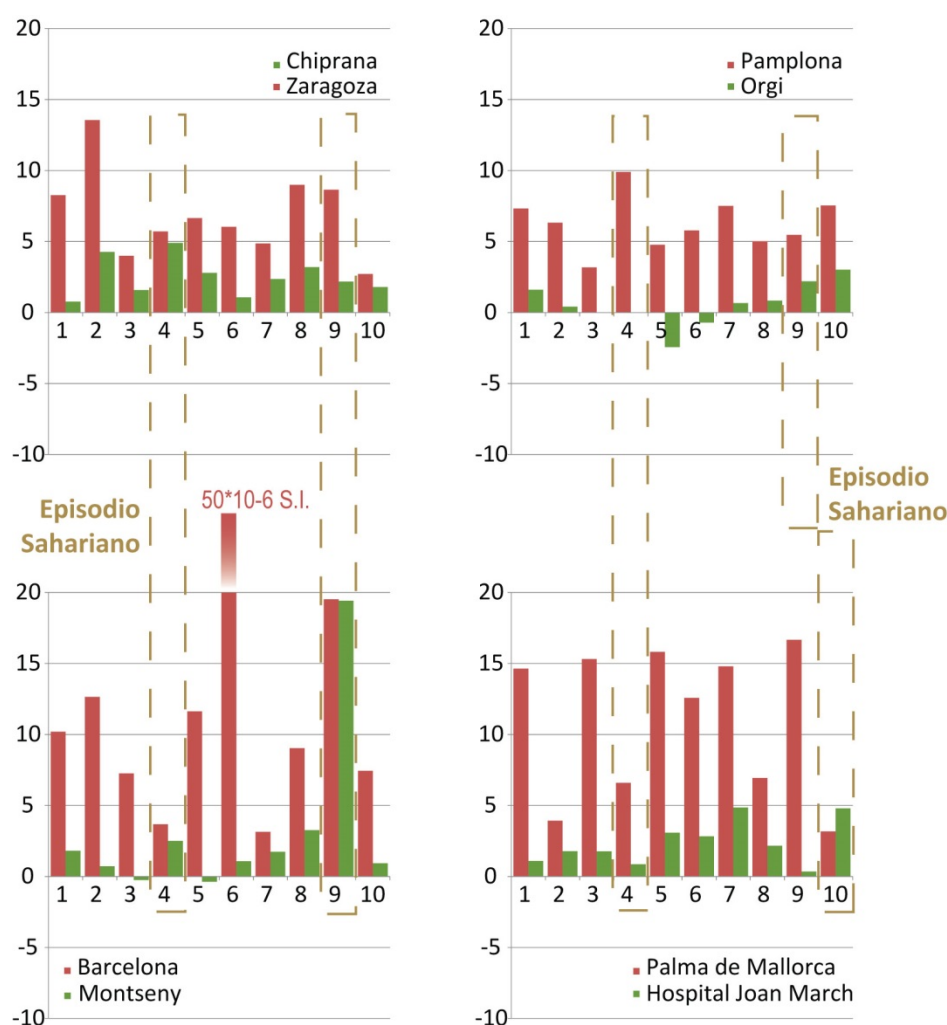


Figura 2. Comparación de la susceptibilidad magnética ($\cdot 10^{-6}$ S.I.) en ambientes naturales (verde) y las ciudades más cercanas (rojo) durante 10 periodos de muestreo.

Los valores de susceptibilidad magnética se midieron en áreas urbanas (Fig. 2, barras rojas) y se compararon con las áreas naturales más cercanas, que se consideran los fondos magnéticos (Fig. 2, barras verdes). Los análisis revelan altos valores de susceptibilidad ($10\text{-}20 \cdot 10^{-6}$ S.I.) en sitios urbanos (Zaragoza, Pamplona, Barcelona y Palma de Mallorca), respecto a sus análogos remotos (Chiprana, Orgi, Montseny, Hospital Joan March) (de -5 a $5 \cdot 10^{-6}$ S.I.). Las concentraciones de minerales magnéticos parecen estar ligadas a eventos de polvo sahariano, como se observa en el período 4 en las zonas del Valle del Ebro (Zaragoza, Chiprana, Almudévar, Ejea de los Caballeros) y en el período 9 en el área mediterránea (Barcelona, Montseny,

Palma de Mallorca, Hospital Joan March), tanto en sitios antrópicos como remotos (eventos saharianos, Fig. 3). En las zonas industriales los contenidos variables en minerales magnéticos parecen indicar episodios de actividad productiva (Monzón y Almuédvar). Mientras que la zona agrícola (Ejea de los Caballeros) está directamente relacionada con la cantidad de masa (g) y los picos de precipitación (Fig. 4).

Periodo 4

Periodo 9-10

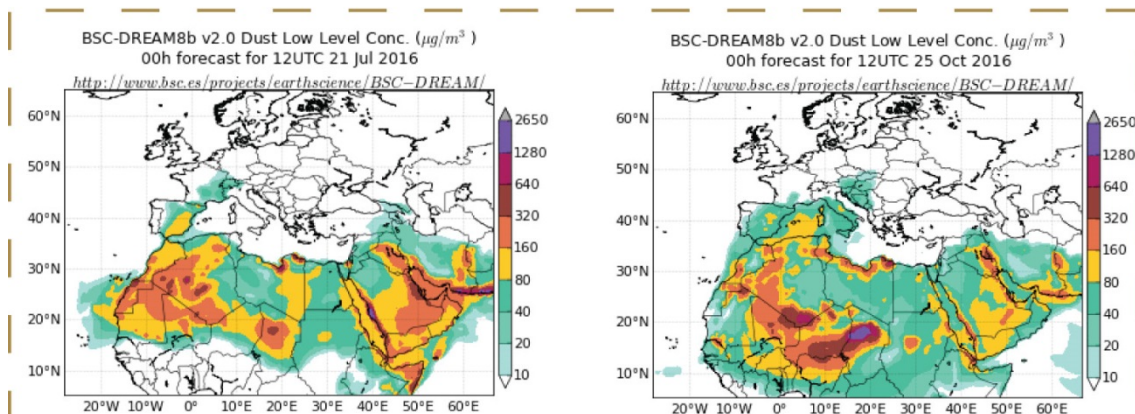


Figura 3. Episodios Saharianos localizados por medio de propiedades magnéticas en los periodos 4 y 9 (<http://www.bsc.es/projects/earthscience/visor/dust/>).

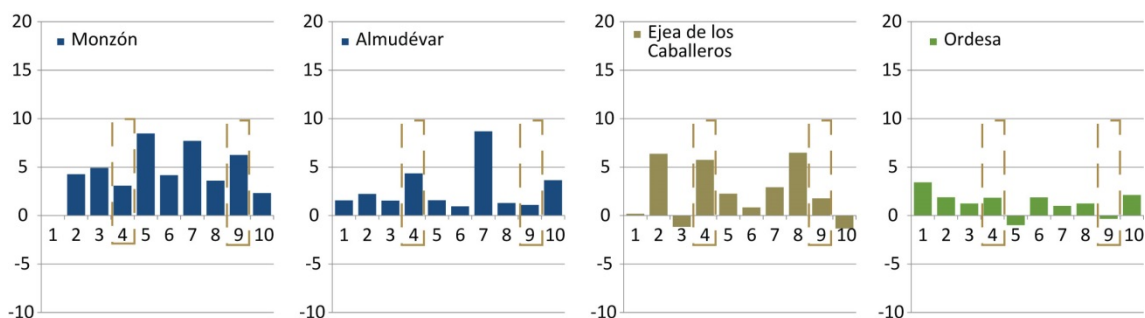


Figura 4. Susceptibilidad magnética ($\cdot 10^{-6}$ S.I.) en ambientes industriales (azul), explotación agrícola (marrón) y Parque Nacional (verde). La línea marrón discontinua indica los episodios saharianos 4 y 9.

Para concluir, se puede afirmar que como parte de los estudios preliminares realizados en el entorno del proyecto Donaire, las áreas industriales muestran valores de susceptibilidad medios y las áreas urbanas presentan valores medios excepcionalmente altos, mientras que las áreas remotas presentan valores sistemáticamente bajos. De este modo la susceptibilidad magnética puede ayudar a discriminar los episodios antrópicos y saharianos mediante la caracterización simultánea de la acumulación atmosférica en las ciudades y sus entornos naturales análogos.

Agradecimientos

Proyecto DONAIRE (CGL2015-68993-R).

La susceptibilidad magnética como herramienta cartográfica para detectar el nivel del Yoduro de Plata (Agl) en suelos; datos preliminares de Used (Zaragoza)

J.M. Orellana (*,**), E.L. Pueyo (*,**), J.M. Causapé (*,**)

(*) Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza, C/Manuel Lasala 44, 9B, 50006 Zaragoza, España, jm.orellana@igme.es

(**) Unidad Asociada en Ciencias de la Tierra IGME – Universidad de Zaragoza

Las propiedades magnéticas de suelos, sedimentos, polvo atmosférico, etc. han sido utilizadas desde finales de los años 90 como indicadores ambientales muy eficientes (Evans y Heller, 2003). Entre las numerosas y complejas aplicaciones, una técnica bien establecida es la utilización de variables magnéticas para la cartografía de contaminantes previo calibrado de dichas variables con análisis químicos o físicos diversos (Hoffmann *et al.*, 1999; Kapička *et al.*, 1999; Hanesch y Scholger, 2002).

La desintegración del granizo mediante generadores terrestres de yoduro de plata (Agl) que multiplican los núcleos de condensación, se lleva realizando en Aragón desde los años 70, en un principio con las tradicionales “estufas” o “cohetes” que eran gestionados por los propios agricultores o municipios. Desde 2002, está centralizada con generadores automáticos gestionados por un Consorcio Antigranizo en el que se incluyen las comarcas interesadas. Adicionalmente, hay constancia oficial (Cortes de Aragón, 1985) de que en los años 80 se combatió el granizo con medios aéreos. La sequía de los últimos años ha generado inquietud social entre los agricultores de Used (Zaragoza) que constituyeron la plataforma ¿Quién seca nuestros campos? a la que se han ido agregando personas, entidades y asociaciones de la comarca y provincias limítrofes. Dicha plataforma señala a la lucha antigranizo como la causante de la ausencia de lluvias y problemas ambientales con posibles efectos adversos sobre la salud y el medio ambiente. Los defensores de la lucha antigranizo señalan, que además de su efectividad, el efecto físico que produce la emisión de yoduro de plata en la atmósfera debería incrementar la lluvia y que las cantidades emitidas de esta sustancia son mínimas, prácticamente inapreciables y sin efectos nocivos.

En este trabajo se pretende evaluar la potencialidad de las propiedades magnéticas (en particular la *bulk susceptibility*) como indicador de la presencia de Agl en los suelos y como herramienta cartográfica.

Metodología

No se han encontrado trabajos de magnetismo ambiental aplicados a esta problemática, por lo que se decidió realizar una serie de medidas preliminares en el laboratorio de Fábricas Magnéticas de la Universidad de Zaragoza con el fin de evaluar la posible impronta del Agl en suelos. Así pues, se midió la susceptibilidad magnética (susceptómetro KLY-3 de AGICO) al Agl utilizado en la lucha antigranizo así como a arena de construcción y dos muestras de suelos de Used. A estas tres últimas muestras se le añadió Agl para volver a ser medidas. Adicionalmente, se midió la susceptibilidad a otras dos muestras de suelo recogidas en superficie y profundidad (30 cm) de un erial (terreno sin remover) junto a los generadores de Used que han emitido Agl durante los últimos 50 años.

Una vez confirmada la señal diamagnética que el Agl imparte en los suelos se decidió y diseñó la toma de medidas en campo con un susceptómetro Bartington (modelo MS3) y una bobina de 25 cm radio (sensor MS2D) que permite el promediado de grandes volúmenes de suelo. Con el fin de observar anisotropías direccionales en la distribución de la susceptibilidad se realizó una malla densa pseudocircular alrededor del generador de Used. Dicha malla se realizó con cuatro radios diferentes (30-40 m, 100 m, 200 m y 300 m) para valorar también la intensidad de la señal con la distancia. En cada punto de medida (precisión de posicionamiento de un GPS Trimble-Yuma < 2 m) se obtuvieron 6-7 medidas alrededor de la medida central de dicho punto (25 cm). Esta aproximación pretende promediar la gran variabilidad natural de la susceptibilidad magnética puntual en un volumen estimado en $0,11 \text{ m}^3$ de suelo.



Figura 1: Izq: Muestra de suelo y Agl analizadas en laboratorio. Dcha: Medidas de susceptibilidad con el Bartington en campo.

Finalmente, se recogieron 5 muestras de suelo en todo el rango de susceptibilidades medidas en campo que actualmente están siendo analizadas en los laboratorios del IGME (ICP-QMS, Modelo Agilent 7500ce).

Resultados

Las medidas realizadas en laboratorio demostraron el carácter diamagnético del Agl que presentó una susceptibilidad magnética negativa (Tabla 1). Asimismo, las mediciones realizadas tanto en la arena de construcción como en los dos suelos de Used pusieron en evidencia que el tipo de suelo condiciona su susceptibilidad magnética pero que el Agl provocó en ambos tipos de sustrato una disminución de la misma. Asimismo, la diferencia de susceptibilidad magnética del erial situado junto al generador de Used entre superficie y profundidad parece indicar que el Agl es poco lixiviable quedando mayoritariamente en superficie.

Tabla 1: Resultados de laboratorio.

| Muestra | Suscep. / gr | Muestra | Suscep. / gr | Dif. % |
|-------------------|----------------------|----------------|----------------------|--------|
| Antigranizo (Agl) | $-0,7 \cdot 10^{-6}$ | | | |
| Arena 1 | $2,4 \cdot 10^{-6}$ | Arena 1 + Agl | $1,5 \cdot 10^{-6}$ | -38 |
| Used 1 | $48,8 \cdot 10^{-6}$ | Used 1 + Agl | $42,8 \cdot 10^{-6}$ | -12 |
| Used 2 | $47,2 \cdot 10^{-6}$ | Used 2 + Agl | $43,3 \cdot 10^{-6}$ | -8 |
| Generador Prof. | $82,8 \cdot 10^{-6}$ | Generador Sup. | $21,2 \cdot 10^{-6}$ | -74 |

En cuanto a las mediciones en torno al generador de Used (Fig. 2), la susceptibilidad media ($767 \cdot 10^{-6} \pm 152 \cdot 10^{-6}$ S.I.) de la totalidad de 1.100 medidas individuales en campo fue característica de suelos desarrollados sobre materiales paleozoicos

(habitualmente más susceptibles que las rocas mesozoicas de la Cordillera Ibérica) y muestran una gran variabilidad. Sin embargo se aprecia un sesgo en la simetría del histograma hacia los valores más pequeños que podría estar inducido por el efecto diamagnético del AgI.

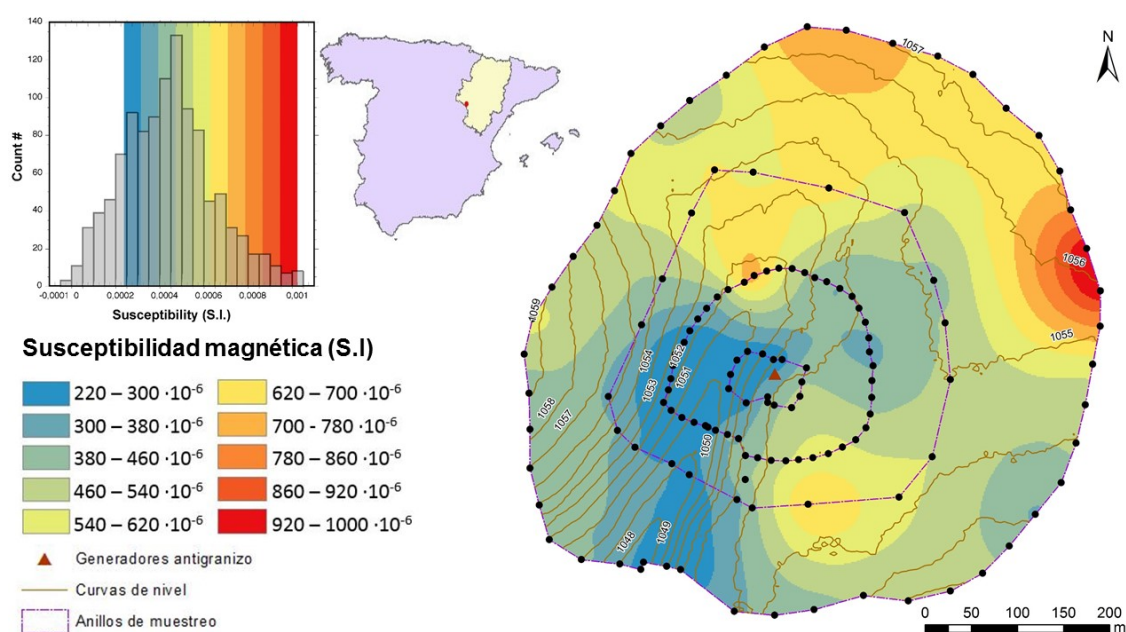


Figura 2. Cartografía de la susceptibilidad magnética en el entorno del generador de Used.

La interpolación de los valores medios de susceptibilidad magnética de los 130 puntos muestreados en el entorno del generador de Used permite apreciar una disminución de la susceptibilidad (concentraciones más altas de AgI a falta de confirmarse por las analíticas de laboratorio) coincidente con la zona de vaguada cercana al generador, lo que sería explicable por la baja solubilidad del AgI en agua (Entrix, 2011) y su movilización por arrastre en escorrentías, tal y como describen otros autores (Tsiouris et al., 2002)

Conclusiones y trabajos previstos

El carácter diamagnético del AgI parece tener una impronta significativa sobre los suelos en los que se acumula. Bajo esta hipótesis, la cartografía de susceptibilidad parece ser una buena herramienta de control de la distribución de AgI en los suelos estudiados en los que se ha detectado una anisotropía significativa.

Futuros estudios contemplan. i) la adquisición de medidas más refinadas de magnetismo de sólidos (tanto en suelos como en precipitados de AgI), ii) la ampliación y homogeneización de la red de control a un radio mayor y en diferentes tipos de suelos, y iii) la correlación de los datos magnéticos con los análisis químicos (en curso).

Referencias

- Entrix, C. (2011) Geochemistry and Impacts of Silver Iodide Use in Cloud Seeding. Consultado en www.cardnoentrix.com.
- Diario Oficial de las Cortes de Aragón (1985) Pregunta 68/85 sobre desastres ocasionados por las últimas tormentas producidas sobre la región de aragonesa. *Sesión Plenaria nº 4. 12 de septiembre de 1985*
- Evans, M., Heller, F. (2003) Environmental magnetism: principles and applications of enviromagnetics, 86. Academic press.

- Hanesch, M., Scholger, R. (2002) Mapping of heavy metal loadings in soils by means of magnetic susceptibility measurements. *Environmental Geology*, 42(8): 857-870. DOI: 10.1007/s00254-002-0604-1
- Hoffmann, V., Knab, M., Appel, E. (1999) Magnetic susceptibility mapping of roadside pollution. *Journal of Geochemical Exploration*, 66(1): 313-326. DOI: 10.1016/S0375-6742(99)00014-X
- Kapička, A., Petrovský, E., Ustjak, S., Macháčková, K. (1999) Proxy mapping of fly-ash pollution of soils around a coal-burning power plant: a case study in the Czech Republic. *Journal of Geochemical Exploration*, 66(1): 291-297. DOI: 10.1016/S0375-6742(99)00008-4
- Tsiouris, S., Aravanopoulos, F. (2002) Soil silver content of agricultural areas subjected to cloud seeding with silver iodide. *Fresenius Environmental Bulletin*, 11(9B): 697-702.

Metodología para el desarrollo de la BBDD paleomagnética de Iberia (*EPOS-DDSS Iberian Paleomagnetism*)

E.L. Pueyo (*, **), C. García-Lasanta (**, ***), M.A. López (**), C. Oliván (**), G. San Miguel (**), H. Gil-Garbi (**, ***), B. Oliva-Urcia (****), E. Beamud (****), R. Hernández (*); K. Elger (****); D. Ulbricht (****); O. Lange (*****) y el GeoKin3DPyr group (+).

(*) Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza, C/Manuel Lasala 44, 9B, 50006 Zaragoza, Spain, unaim@igme.es

(**) Unidad Asociada en Ciencias de la Tierra IGME – Univ. Zaragoza

(***) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza

(****) Dpto. Geología y Geoquímica, Fac. Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid

(*****) Laboratori de Paleomagnetisme CCiTUB-CSIC, ICT "Jaume Almera" Barcelona

(*****) Helmholtz-Zentrum Potsdam, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ-Potsdam

(*****) Metadata Research - Utrecht University Library

(+) GeoKin3DPyr group (en orden alfabético): Almar, Y.; Anastasio, D.; Antolín, B.; Bausa, J.; Bógalo, M. F.; Casas-Sainz, A.; Calvín, P.; Calvo, M.; Carola, E.; Costa, E.; Dinarés-Turell, J.; Ezquerro, L.; Fernández, O.; Garcés, M.; Gil-Peña, I.; Izquierdo-Llavall, E.; Kodama, K.; Larrasoña, J. C.; Lewis, C.; Marcén, M.; Mochales, T.; Navas, J.; Pérez-Rivarés, J.; Parés, J.M.; Pocoví, A.; Puértolas, E.; Pueyo-Anchuela, O.; Ramajo, J.; Ramón, M. J. Rodríguez-Pintó, A.; Román-Berdiel, T.; Sánchez, E.; Silva, R.; Soto, R.; Sussman, A. J.; Telezke, A.; Valcárcel, M.; Valero, L.; Vidal, O.; Villalain, J. J.

Aparte de aportaciones puntuales realizadas por algunos científicos españoles en el marco de otras iniciativas europeas o internacionales (McElhinny y Smethurst, 2001 o Pisarevsky, 2005 o la más reciente y completa de Magic; <https://www2.earthref.org/MagIC> Jarboe *et al.*, 2012; Tauxe *et al.*, 2016), las **bases de datos (BBDD) Paleomagnéticas en España** se comenzaron a desarrollar desde el IGME en el marco de proyectos Europeos del **Programa INTERREG IIIb** en 2003 (Geokin3DPyr group) con el fin de compilar y homogeneizar los datos paleomagnéticos y de ASM disponibles en la literatura pirenaica. Esta red se mantuvo activa hasta 2010 y posteriormente de 2016 en adelante (favorecida por el marco del proyecto europeo EPOS y un proyecto del IGME). En el primer periodo, diversas personas trabajaron de forma ininterrumpida e impulsaron varias versiones de la base de datos realizándose varias publicaciones menores (Pueyo *et al.*, 2005; 2006a; 2006b; López *et al.*, 2008; San Miguel *et al.*, 2010). La base de datos de paleomagnetismo se halla alojada en los Servidores de Información IGME (versión de 2010) si bien está temporalmente desactivada en espera de la actualización de datos y de la convergencia de estructura de metadatoación con el Proyecto Europeo EPOS (ver más adelante). La **Red de Excelencia MAGIBER** (2015-16), en los términos en los que se solicitó, hubiera supuesto una oportunidad inmejorable para integrar todos los datos del país, acuerdo que la **Comisión de Paleomagnetismo de la SGE** ya había adoptado con entusiasmo en su asamblea de 2008 (Las Palmas), pero la reducción del presupuesto concedido sólo ha permitido iniciar tímidamente la implementación de datos de la Cordillera Ibérica.

En el momento presente, la BBDD de Iberia representa una excelente oportunidad de posicionamiento y de aumento de visibilidad en el marco del **Proyecto EPOS de la Unión Europea** (actualmente en fase de implementación). Una de las subcomisiones mejor posicionadas del WP16 (*Multiscale-Labs*) es la de Paleomagnetismo liderada por Leonardo Sagnotti y Aldo Winkler (INGV), que mostraron gran interés en la reunión

plenaria de MAGIBER 2016-a (Burgos) al considerar la BBDD como un caso de estudio de referencia. En dos reuniones posteriores del WP16 EPOS en Potsdam (2016) y Utrecht (2017) se ha avanzado sobre la convergencia de la base de datos paleomagnética del Ebro-Pirineo dentro de EPOS, que a la sazón va a converger con la base MAGIC de Lisa Tauxe (acuerdos bilaterales entre EPOS y MAGIC ya establecidos en 2017). De hecho, en las reuniones de EPOS en Utrecht y Praga (2017) se decidió definir la futura BBDD de Paleomagnetismo de Iberia como *DDSS (Data, Data products, Software and Services)*, el primer producto de EPOS con nombre propio. Para ello se trazaron varias líneas de trabajo: actualizarla y completarla, converger y simplificar el esquema de metadatos (MD) y alojar y garantizar el acceso y la durabilidad de la BBDD en los servidores de información del IGME. Durante el periodo 2016/17 se ha realizado un gran esfuerzo de actualización en Ebro-Pirineos (proyecto interno del IGME) y se ha iniciado la carga de datos en la Cordillera Ibérica (red MAGIBER). Está previsto finalizar todo el proceso de convergencia con EPOS/MAGIC antes del fin de 2018 (incluyendo el alojamiento de los datos en los servidores del IGME). También se prevé en este periodo finalizar los protocolos de actualización de datos para el futuro.

Metodología

a. Heredada de las BBDD paleomagnéticas existentes (INTERREG)

La experiencia adquirida en el desarrollo de las BBDD Pirenaicas (proyectos INTERREG e IGME) ha sido clave como punto de partida de la compilación de datos del resto de la Península Ibérica:

Identificador principal: Se respeta la denominación original de los datos publicados (“**Site/Profile**”). Para diferenciar los perfiles magnetoestratigráficos de las estaciones de rotación o caracterización de polos se utiliza otro campo denominado “**M/R**”, respectivamente. Si procede, en este campo se puede utilizar el término R(M) cuando el trabajo considerado ha derivado medias a partir de la discretización de secciones magnetoestratigráficas de gran longitud. El campo “**año**” se refiere al año de muestreo (si se conoce), con el fin de poder corregir (o contrastar) la corrección de declinación magnética por variación secular del campo. Si no se conoce el año de muestreo, de manera preliminar se anota el año en el que se registró la primera publicación en la que se incluye cada dato.

Bases Cartográficas: Los trabajos realizados se han referenciado al sistema de coordenadas universal transversal de Mercator (en inglés Universal Transverse Mercator, UTM) y en concreto dentro de su zona 30T Norte (los datos del Este del País en zona 31T se han convertido a 30T). Además, se ha utilizado el *datum* ETRS89 (siglas en inglés de European Terrestrial Reference System 1989) como sistema de referencia geodésico. Este *datum* ha sido adoptado oficialmente por Real Decreto 1071/2007, de 27 de julio, en el que se regula el sistema geodésico de referencia oficial en España con el fin de cumplir con la Normativa Europea INSPIRE; campos “**x 30T ETRS89**” e “**y 30T ETRS89**”. Además se facilita el código y el nombre del mapa según la división adoptada por el IGN y el IGME; campos “**Map #**” e “**id_map**” respectivamente. Finalmente se incluye información geográfica local pero relevante para la ubicación de los datos; “**id_geographics**”.

Bases Geológicas: Una pieza de vital importancia durante la compilación y revisión de datos paleomagnéticos es la base geológica sobre la que se proyectan. Para ello se ha adoptado la cartografía digital continua del IGME (Plan GEODE), la cartografía pirenaica 1:400.000 (IGME/BRGM) de Barnolas *et al.* (2008) y puntualmente la del ICGC en Cataluña.

Geocronología: Para la asignación numérica de edades geológicas se ha utilizado la escala magnetoestratigráfica global en vigor (Ogg, 2012). Para edades anteriores no contempladas en la escala citada, se ha tenido en cuenta la *International Chronostratigraphic Chart* en su versión 2016/04 (Cohen *et al.*, 2013, *updated*). La utilización y asignación de pisos estratigráficos ha utilizado la escala estratigráfica de Gradstein *et al.* (2012). En este sentido, se han utilizado los campos “**Age-max**”, “**Age-min**”, “**Mean**” (media aritmética de la edad), “**Error**” (diferencia de edad máxima y mínima dividida para dos) y “**Span**” (diferencia de edad máxima y mínima), según la edad numérica de la edad estratigráfica publicada; campo “**id_Stratigraphic**”.

Datos paleomagnéticos: La estructura de los datos sigue la rutina de publicación básica en la que se definen los vectores en coordenadas esféricas (declinación e inclinación [“**D(bac)**” & “**I(bac)**”]) en dos sistemas de coordenadas, el geográfico (bac; *before any correction*) y el paleogeográfico (abc; *after bedding correction*). También se añaden en cada caso, el número de datos utilizados para calcular los valores medios por estación o perfil magnetoestratigráfico, “**n**” (frente a los analizados “**N**”) y los parámetros de control de la distribución fisheriana (“**a95(bac)A**”, “**k(bac)A**”), así como la polaridad magnética (“**PoIA**”). Puesto que algunos datos presentan varias componentes, se denomina componente “**A**” a la de menor temperatura de desbloqueo o coercitividad y “**B**” a la de mayor espectro de desbloqueo. El campo “**Unblock T**” es de vital importancia para esta diferenciación, dado que en él se especifica la temperatura (o rango de temperaturas) de desbloqueo de la componente considerada. No se consideran más componentes. Por norma general se desprecian las componentes viscosas de temperaturas inferiores a 200°o coercitividades < 5-10mT.

b. Cuestiones sobre georeferenciación

Parte de los trabajos implementados disponen de información de geoposicionamiento precisa derivada del uso de GPS en campo (precisión ≈ 5 m o menor según modelos). Sin embargo, los trabajos más antiguos carecían de esta precisión con lo cual, en su momento, se definieron cuatro calidades (“**Q/geo**”). También se han añadido comentarios relevantes sobre el posicionamiento “**comments Q**”: Q1: Coordenadas facilitadas por los autores (GPS) y transformadas a nuestro sistema de referencia (si procede), Q2: Coordenadas deducidas georeferenciando mapas de las publicaciones con escala < 1:50.000 y coordenadas medias de perfiles magnetoestratigráficos completos, Q3: Coordenadas deducidas georeferenciando mapas de las publicaciones con escala > 1:50.000, Q4: Sin precisión.

La georeferenciación de mapas derivados de publicaciones se ha realizado de dos formas: 1) Proyecto *Globalmapper* con las cartografías mencionadas de base para contrastar la congruencia geológica. Dicho software permite la georeferenciación de mapas externos en formato imagen. Además, muchos esquemas de posicionamiento publicados permiten ser georeferenciados gracias a ciertos elementos característicos (información geográfica, carreteras, cursos fluviales, localidades, etc.). La georeferenciación de elementos característicos se ha apoyado en múltiples ocasiones en el visor de SigPac del FEGA (Fondo Español de Garantía Agraria; <http://sigpac.mapama.gob.es/feqa/visor/>).

2) Visualización conjunta de *Google Earth* con la cartografía GEODE. (http://mapas.igme.es/gis/rest/services/Cartografia_Geologica/IGME_Geologico_200/MapServer/kml/mapImage.kmz).

c. Afiliación de trabajos

La afiliación académica de los trabajos compilados ha seguido los códigos utilizados en la BBDD pirenaica; “**id_University**”. Por el momento se han identificado 50 instituciones académicas o de investigación de todo el mundo.

Los trabajos compilados se han referenciado utilizando: 1) la cita bibliográfica según el estilo APA facilitado por *Google Scholar*. La utilización de una referencia normalizada garantiza su exportación a cualquier formato a través de programas del tipo *Filemaker*, *Access*, etc. Se consideran dos posibles referencias: “**id_ref**” e “**id_ref2**”. En la primera, se priorizan los trabajos indexados o de artículos con revisión por pares y se reserva el segundo para los datos inéditos derivados de tesis doctorales. En este campo también pueden encontrarse datos de publicaciones menores, otros trabajos académicos o resúmenes extendidos de congresos. 2) “**doi**”: (*digital object identifier*) En publicaciones científicas el DOI aporta un número específico exclusivo que facilita su localización precisa. A diferencia del sistema URL de páginas web, el sistema DOI no cambia con el paso del tiempo, aunque el artículo sea reubicado en una dirección distinta puesto que lleva la información incorporada en forma de metadatos. 3) Puesto que el científico/a(s) responsable(s) de los análisis paleomagnéticos no tiene por que coincidir con el primer autor del trabajo, se ha creado un campo específico denominado “**id_Main Author**” que permite relacionar los trabajos realizados por un mismo paleomagnetista(s). 4) Gracias a la colaboración de muchos investigadores de la red Geokin3DPyr y de la red MAGIBER, la BBDD contiene muchos datos inéditos. Para ello se ha previsto una **cláusula de embargo** temporal de la información hasta que se revise y publique. No obstante la información de posicionamiento y autoría estará disponible en la red.

d. Estratigrafía

La estratigrafía utilizada en el proyecto respeta la información publicada en los artículos y tesis doctorales, si bien se ha tratado de simplificar utilizando una columna clásica-tipo para las grandes unidades estructurales abordadas hasta ahora; Pirineo, Ebro y Cordillera Ibérica. También se han añadido dos metadatos adicionales; “**id_formation**” e “**id_rockType**”. El primero es la formación estratigráfica original y el segundo es la litología (escasamente publicado), la cual se intentará normalizar con la *thesauro* de petrofísica definido por MAGIC y permitirá rescatar información petrofísica útil en otros campos de investigación (prospección geofísica).

e. Dominios estructurales

En esta fase de implementación de datos se ha utilizado una división estructural básica de las grandes unidades estructurales revisadas (Pirineo, Ebro y Cordillera Ibérica), campo “**id_structural**”. En cualquier caso, se ha recuperado información estructural publicada de más detalle; nombres de pliegues, cabalgamientos, fallas, etc. (“**id_structure**”) y si la orientación de las estructuras se ha publicado se compila en los campos “**trend**” y “**plunge**”.

f. Datos estructurales adicionales

La orientación del plano de estratificación en la que se ubican los datos paleomagnéticos es una variable de vital importancia para la reinterpretación futura de los datos. Para definirla sin ambigüedades, se ha utilizado la regla de la mano derecha que se define por los campos “**Strike**”, “**Dip**”, “**DD**” (“*dip direction*”) y “**Ov**” (planos invertidos [*overturned*] caracterizados por su *dip* absoluto [$>90^\circ$]). Cuando esta información no aparece publicada (algo relativamente habitual), se ha derivado utilizando la relación entre los vectores en coordenadas geográficas y paleogeográficas. Para registrar este tipo de contingencias, se ha añadido también un campo de comentarios (“**Comment So**”).

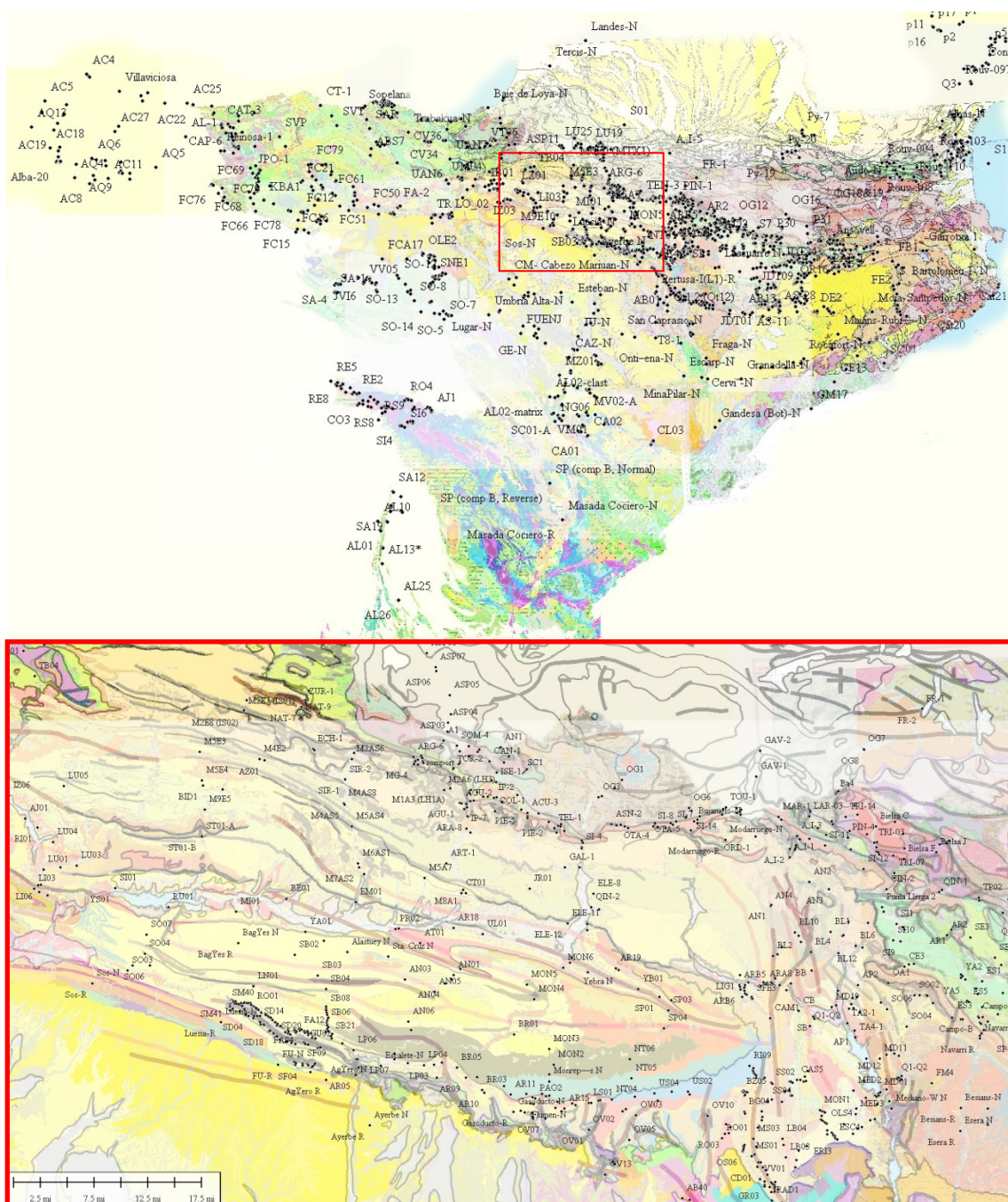


Figura 1: Estado actual de las posiciones de los puntos compilados en la BBDD del NE de Iberia. Mapa Inferior; detalle de la zona suroccidental pirenaica. Base cartográfica del GEODE sobre *Globalmapper*.

Conclusiones

En el momento de escribir este *abstract* se han compilado, homogeneizado, completado y revisado al 85-90% 3.261 estaciones o perfiles paleomagnéticos del NE del España y Sur de Francia. Estas estaciones se caracterizan por 105 campos de datos/metadatos diferentes (algunos incluyen el reprocesado de información). En total existen 165.007 celdas con información (> 50 campos por *site* de media). Se prevé completar un ≈60-70% de la información prevista en el esquema de metadatación elegido a lo largo de 2017.

A lo largo de 2017/18 se realizarán varias acciones claves: 1) Carga masiva de los datos a los servidores del IGME (garante de su durabilidad). 2) Establecimiento en firme de la comunicación entre la BBDD Iberia (compilación parcial) con las BBDD de

EPOS (y definición final del *DDSS* “Iberian Paleomagnetism”). 3) Se prevé que en este periodo ya exista una comunicación bidireccional firme entre MAGIC y EPOS.

Todo este esfuerzo, y el que los investigadores hagamos individualmente, va a dar una gran visibilidad al paleomagnetismo de la Península Ibérica. Por tanto, se recomienda a la comunidad MAGIBER adoptar el esquema de datos de MAGIC, recientemente simplificado (<https://www2.earthref.org/MagIC/data-models/3.0>), a la hora de publicar los resultados de sus trabajos de investigación.

Finalmente se espera que en el periodo 2018-19 se vuelva a financiar la Red de Excelencia MAGIBER y que este marco de financiación permita la carga masiva de los paleomagnéticos de otras áreas el país.

Agradecimientos

Trabajo financiado por los proyectos PmagIGME-2510 (2015/18) del IGME, DR3AM- CGL2014-54118-C2-2-R del Programa Retos, la Red Temática de Excelencia MAGIBER-CGL2014-54117-REDT (ambos del Plan Nacional de Investigación) y por el Proyecto EPOS Implementation Phase (EPOS IP) (Grant Agreement no: 676564-EPOS IP Call H2020-IFRADEV-12015-1).

Referencias

- Barnolas, A., Gil-Peña, I., Almagame, S., Ternet, Y., Baudin, T., Laumonier, B. (2008) Mapa geológico de los Pirineos a escala 1:400 000. IGME/BRGM ISBN: 978-2-7159-2168-9
- Cohen, K. M., Finney, S., Gibbard, P. L. (2013) International chronostratigraphic chart v 2013/01. International Commission on Stratigraphy.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M., Ogg, G. (Eds.) (2012) The geologic time scale 2012. Elsevier, 1176 pp. ISBN: 9780444594259.
- Ogg, J.G. (2012) Geomagnetic Polarity Time Scale. In: The Geologic Time Scale 2012. Edited by: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G. Elsevier, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., pp. 85-113.
- Jarboe, N. A., Koppers, A. A., Tauxe, L., Minnett, R., Constable, C. (2012) The online MagIC Database: data archiving, compilation, and visualization for the geomagnetic, paleomagnetic and rock magnetic communities. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, 1: 1063.
- López, M. A., Oliván, C., Oliva, B., Pueyo E. L. and the GeoKin3DPyr group (2008) Pyrenean Paleomagnetic databases. *Geotemas*, 10: 1219-1222.
- McElhinny, M. W., Smethurst, M. A. (2001) The global paleomagnetic database: current status. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 82(39): 434-434.
- Pisarevsky, S. (2005) New edition of the global paleomagnetic database. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 86(17): 170-170.
- Pueyo, E. L., Sussman, A. J., Oliva, B., Larrasoaña, J. C., Beamud, B., Soto, R., Garcés, M., Gil-Peña, I., Almar, Y., Fernández, O., Vidal O. (2005) The Pyrenean paleomagnetic database: towards better 3D restoration methods. 10th Scientific Assembly of the International Association of Geomagnetism and Aeronomy, IAGA-Abstracts 01319.
- Pueyo, E. L., López, M. A., Bouchez, J. L., Román, T., Cuevas, J., Antolín, B., Gleizes, G., Oliva, B., Soto, R., Larrasoaña, J. C., Casas, A. M., Hilario, A., Santana, V., Olivier, P., Aranguren, A., Tubía, J. M., Vegas, N., Leblanc, D., Auréjac, J. B., Rodríguez-Pintó, A., Mochales, T., Pueyo-Anchuela, O., Gil-Peña, I., Gil-Imaz, A., Navas, J. and the GeoKin3DPyr group (2006a) The Pyrenean AMS database, state of the art and future task. *Geokin3DPyr meeting* (Pau 2006).
- Pueyo, E. L., López, M. A., Oliva, B., Sussman, A. J., Larrasoaña, J. C., Dinarés, J., Beamud, B., Soto, R., Garcés, M., Gil-Peña, I., Rodríguez, A., Almar, Y., Fernández, O., Villalain, J. J., Calvo, M., Bógalo, M. F., Costa, E., Mochales, T., Vidal, O., Pueyo-Anchuela, O., Gil-Imaz, A., Román, M. T., Navas, J. and the GeoKinDPyr group (2006b) A preliminary compilation of the Pyrenean paleomagnetic database. *Proceedings MAGIBER IV*, 73-76.
- San Miguel, Hernández, G., R., Pueyo, E. L. and the Geokin3DPyr group (2010) Pyrenean Paleomagnetic Database: Concept, state-of-the-art, and web interface design. *Proceedings MAGIBER VI*, 50-53.
- Tauxe, L., Shaar, R., Jonestrask, L., Swanson-Hysell, N.L., Minnett, R., Koppers, A.A.P., Constable, C.G., Jarboe, N., Gaastra, K., Fairchild, L. (2016) PmagPy: Software package for paleomagnetic data analysis and a bridge to the Magnetics Information Consortium (MagIC) Database. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(6): 2450-2463.

Organizan



UNIVERSIDAD DE BURGOS



1542

Universidad
Zaragoza

Patrocinan



Instituto Universitario de Investigación
en Ciencias Ambientales
de Aragón
Universidad Zaragoza

Colaboran



Ayuntamiento
de Tobed



Ayuntamiento
de Codos



Asociación Cultural Grío

