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

MAGIBER VI

Puigcerdà, 23-26 septiembre 2010

PROGRAMA MAGIBER VI – Puigcerdà 23 al 26 septiembre 2010

Viernes, 24 de Septiembre		
Hora	Autor/título	pag
09:00	**E. Costa, M. Garcés, M. López-Blanco, E. Beamud, M. Gómez-Paccard, J.C. Larrasoaña, Ll. Cabrera, A. Sáez -** Key tectonic and climatic processes from the Middle Eocene-Oligocene record of the Eastern Ebro Basin	5
09:20	**Oms, O., Dinarès-Turell, J., Riera, V., Estrada, R., Vicens, E., Galobart, À.,Vila, B., Gaete, R. and Dalla Vecchia, F. -** Magnetostratigraphy of the Maastrichtian Southpyrenean succession (Spain)	9
09:40	**F. J. Pérez-Rivarés, G. Pardo, M. Garcés, X. Murelaga, C.Arenas -** Registro magnetoestratigráfico de los materiales aluviales y lacustres del Mioceno de Tarazona de Aragón: implicaciones bioestratigráficas	11
10:00	**L. Valero, M. Garcés, L. Cabrera -** Control Orbital en secuencias lacustres oligoceno superior-miocenas en el sector central de la Cuenca del Ebro	15
10:20	**M. Montes, F. Nozal, B. Beamud, F. García Tortosa, S. Santillana -** Magnetoestratigrafía del Paleógeno de la península Antártica (isla Marambio-Seymour). Datos preliminares	18
10:40	**Pausa café**	
11:40	**J. Luengo, M. Garcés, M. Montes, E. Beamud, F. Nozal, F. López-Olmedo, I. Armenteros -** Magnetoestratigrafía del Neógeno de la Cuenca del Duero	22
12:00	**E Costa, M. Garcés, M. López-Blanco, J. Serra-Kiel, G. Bernaola, L. Cabrera, E. Beamud, J. Fernández-Cobo -** A new Middle-Late Eocene marine chronostratigraphy from the Eastern Ebro Basin	26
12:20	**J.J. Villalaín, A.M. Casas, V.C. Ruiz-Martínez, H. El Ouardi, A. Mahmoudi, B. Moussaid y M.F. Bógalo -** Descripción y análisis de una remagnetización regional en el Alto Atlas Marroquí. Implicaciones en la evolución de las paleocuencas mesozoicas	28
12:40	**B. López, M. Garcés, E. Beamud, J. A. Muñoz, J. García-Senz -** La restitución de la estructura extensiva del macizo del Cotiella:	30

	integración con datos paleomagnéticos	
13:00- 15:00 Pausa Almuerzo		
15:00	**M.J. Ramón, E.L. Pueyo, J.L. Briz, A. Pocovi, J.C. Ciria, L.H. Ros -** CT 3D scanning of analog models with paleomagnetic vectors; a tool to understand complexly folded structures	32
15:20	**E. L. Pueyo, B. Oliva, M.J. Ramón, A. Rodríguez, T. Mochales -** Paleomagnetic errors caused by the geometry of deformation: types and detection techniques	36
15:40	**E. Beamud, R. Soto, M. Rubinat, E. Roca -** Caracterización de la deformación interna del diapiro salino de Bicorb-Quesa mediante datos paleomagnéticos. Resultados preliminares	40
16:00	**V.C. Ruiz-Martínez, A. Casas, J.J. Villalaín, H. El Ouardi, A. Mahmoudi, B. Moussaid -** Paleomagnetismo en gabros jurásicos del Alto Atlas Central, Marruecos	43
16:20 – Pausa café		
17:00	**M. Gómez-Paccard, J.C. Larrasoaña, S. Giralt, A.P. Roberts -** Primeros datos paleomagnéticos, de magnetismo de rocas y de fábricas magnéticas de sedimentos Holocenos del lago Issyk-Kul (Kirguistán, Asia Central)	47
17:20	**Borruel, V., Gómez-Paccard, M., Larrasoaña J.C., Valero-Garcés, B., Giralt, S., Moreno, A. -** Aplicación de técnicas paleomagnéticas en la datación e identificación de la variabilidad climática Holocena registrada en sedimentos lacustres de la Península Ibérica: una declaración de intenciones	48
17:40	**G. San Miguel, R. Hernández, E. L. Pueyo and the Geokin3DPyr group -** Pyrenean Paleomagnetic Database; Concept, state-of-the-art, and web interface design	50
18:00 – Sesión de Posters		
P1	**Oliva-Urcia B., Larrasoaña J.C., Travé A., Garcés M. -** Fábricas inversas asociadas a concreciones de dolomías ferruginosas intercaladas en el flysch Eoceno surpirenaico (sinclinal de Izaga, cuenca de Jaca-Pamplona)	54
P2	**Oliva-Urcia, B., Samsó, J.M., Gil Peña I., Soto, R., Rosales, I. -** Propiedades magnéticas del máximo térmico del Paleoceno-Eoceno	57

	en el Pirineo centro-occidental, ¿indicadoras de cambio climático?	
P3	**A.M. Lourenço, E. Sequeira, H. Sant'Ovaia, C.R. Gomes -** Caracterização magnética e pedológica dos solos entre Coimbra e Montemor-o-Velho, Portugal central	60
P4	**F. Martín-Hernández, M. García Hernández -** Magnetic properties and anisotropy constant of goethite single crystals at saturating high fields	63
Sábado, 25 de Septiembre		
09:00	**Ruth Soto, Belén Oliva-Urcia, Antonio M. Casas-Sainz, José Carlos Kullberg& Juan J. Villalaín -** Magnetic fabrics from the Lusitanian basin, Portugal	66
09:20	**Oliva-Urcia, B., Casas, A.M., Soto, R., Villalaín, J.J., Kodama, K. -** A transtensional basin model for the Organyà basin (central southern Pyrenees) based on AMS data	67
09:40	**Guerrero, S., Martín-Hernández, F., -** Modelo de Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) en el rango de bajo campo (2-450 A/m) para mono cristales de hematites: hacia la determinación de un valor de referencia del elipsoide de anisotropía	68
10:00	**E. Izquierdo,T. Román, A. M. Casas, B. Oliva, A. Jabaloy, I. Gil Peña, R. Soto -** Estudio de la fábrica magnética del plutón de Eaux-Chaudes, sector occidental del Pirineo Axial	72
10:20	**C. García Lasanta, B. Oliva Urcia, T. Román Berdiel, A. Casas Sainz -** Influencia de la compactación en fábricas magnéticas complejas. Ejemplo de la Cuenca de Cameros (resultados preliminares)	76
10:40 – Pausa café		
11:40	**F.J. Pavón-Carrasco, M.L. Osete, J. M. Torta -** A reference Geomagnetic Field model for Europe for the Holocene	80
12:00	**M. Gómez-Paccard, A. Chauvin, B. Beamud, S. Gutierrez-Lloret, V. Cañavate -** Archeointensity determination on Visigothic (8-9th centuries) potteries from the Tolmo de Minateda (Hellín, Albacete, Spain)	84
12:20	**G. Catanzariti, M. Gómez-Paccard, G. McIntosh , F. J. Pavón-Carrasco, A. Chauvin, E. Beamud y M. L. Osete López -** Nuevos datos	87

	arqueomagnéticos para España central en época visigoda	
12:40	**M. Calvo, A. Carrancho, F. Stark, J. J. Villalaín y M. Hill -** Análisis magnético y de paleointensidad del sustrato de fuegos experimentales	91
13:00 – 15:00 Pausa Almuerzo		
15:00	**Carrancho, Á., Villalaín, J.J, Pavón Carrasco, F.J., Angelucci, D.E., Carretero, J.M., González-Morales, M.R., Straus, L.G. y Vergès, J.M. -** Primeros datos arqueomagnéticos obtenidos en sedimentos holocenos quemados en cueva en la Península Ibérica	92
15:20	**Larrasoaña J.C., Olivares M., Murelaga X., Tarriño A., Baceta J.I., N. Etxebarria -** Propiedades magnéticas de sílex proveniente de la cuenca Vasco-Cantábrica y parte occidental de la cuenca del Ebro: resultados iniciales e implicaciones arqueológicas	94
15:40	**A. Caccavari, M. Calvo, A. Gogichaishvili, V. Soler, B. Aguilar -** Estudio paleomagnético de una secuencia Neógena de coladas volcánicas de la Gomera	96
16:00	**G. Catanzariti, C. Dietz, A. J. Martínez, V. M. Fernández, J. de Torres, Jaime Almansa -** Prospección georradar en la zona de la Colina de Azäzo-Gännatä ‘Iyäsus (Etiopia): búsqueda y registro de estructuras arqueológicas enterradas	97
16:20 – Pausa café		
17:00	Presentación de proyectos en curso. Organización MAGIBER 2012	
19:00	Fin de la sesión	

Key tectonic and climatic processes from the Middle Eocene-Oligocene record of the Eastern Ebro Basin.

E. Costa (*), M. Garcés (*), M. López-Blanco (*), E. Beamud (**), M. Gómez-Paccard (***), J.C. Larrasoaña (****), Ll. Cabrera (*), A. Sáez (*)

(*) Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. Institut GEOMODELS. Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques (GGAC). c/ Martí i Franquès, s/n, 08028-Barcelona. elicosta@ub.edu
(**) Laboratori de Paleomagnetisme (UB-CSIC), Serveis de Suport a la Recerca UB, Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera". Institut GEOMODELS. Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques (GGAC). c/ Sóle i Sabarís, s/n, 08028-Barcelona.
(***) Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC). c/ Sóle i Sabarís, s/n, 08028-Barcelona.
(****) Instituto Geológico y Minero de España, Oficina de Proyectos de Zaragoza. c/ Manuel Lasala, 44, 9º B, 50006-Zaragoza

In foreland systems, where tectonically-driven subsidence exerts the major control on distribution and migration of basin depocentres through time, the record of long-period orbital cycles of obliquity (1.2 Myr) and eccentricity (2.4 Myr) is controversial as they operate on time scales that are often dominated by tectonic processes. A basic requirement for the recognition of orbital forcing in the sedimentary record is the establishment of a robust high-resolution chronology of long continuous sequences, so that key orbital frequencies can be reliably determined. In addition, knowledge of the three-dimensional distribution of lacustrine units is necessary in order to reliably discriminate between climate (precipitation)-driven basin-scale lake expansions from tectonically-driven shifts of lake depocentre.

The stratigraphic record of the Ebro Basin is particular among the circum-mediterranean alpine foreland basins because it evolved from marine conditions into a land-locked closed basin since the Late Eocene (Riba et al., 1983; Costa et al., in press). After the closure of the basin, an exceptionally thick (>5500 m) and continuous sequence of alluvial-lacustrine sediments was deposited over a period of 25 Myr (Riba et al., 1983; Anadón et al., 1989; Barberà et al. 2001; Pérez-Rivarés, 2002). The Ebro Basin record is best suited for magnetostratigraphy-based chronostratigraphic studies, providing a high-resolution chronology of the basin fill sequence (Barberà et al. 2001; Pérez-Rivarés, 2002), essential to constrain its tectonostratigraphic evolution.

In the Middle Eocene-Oligocene record of the Eastern Ebro Basin, three new sections have been logged for magnetostratigraphy. In the Igualada area up to 479 paleomagnetic stations were collected along the Miralles-La Tossa and the Maians-Rubió sections, whereas in the Moià-Santpedor section (Vic area) 191 paleomagnetic stations were obtained. The mean sampling resolution obtained was of 5m, 3-8m and 3m in the Miralles-La Tossa, Maians-Rubió and Moià-Santpedor sections respectively. Sampling was focused in fine-grained fraction lithologies, mudstones, very fine sandstones and micritic limestones. Two oriented cores per site were taken with and

electrical portable drill and were oriented in situ using a magnetic compass coupled to a core-orienting fixture.

The paleomagnetic analysis consisted in stepwise thermal demagnetization of the NRM on at least one sample per site. Measurements of the NRM were performed using a 2G superconducting rock magnetometer at the paleomagnetic laboratories of the Universitat de Barcelona (Serveis de Suport a la Recerca UB-CSIC), the “Fort Hoofddijk” (Utrecht Universiteit) and the Scripps Institution of Oceanography (University of California San Diego). Stepwise thermal demagnetization was conducted in a Schönstedt TSD-1 and Magnetic Measurements MMTD-80 (Barcelona), and a laboratory-built furnace (Utrecht and San Diego) at intervals ranging between 50ºC and 10ºC and up to a maximum temperature of 680ºC.

The new magnetostratigraphic data from the Eastern Ebro Basin (Costa et al., in press; Costa et al., submitted; Costa et al., in prep) have been unambiguously correlated with the GPTS (Gradstein et al., 2004) as shown in Fig. 1. This correlation was feasible based on the distinctive pattern of geomagnetic reversals obtained for the local magnetostratigraphic logs and it was supported by the presence of Late Eocene to Early Oligocene mammal fossil sites (Agustí et al., 1987; Anadón et al, 1987, 1992; Sáez, 1987; Arbiol & Sáez, 1988; Barberà et al., 2001).

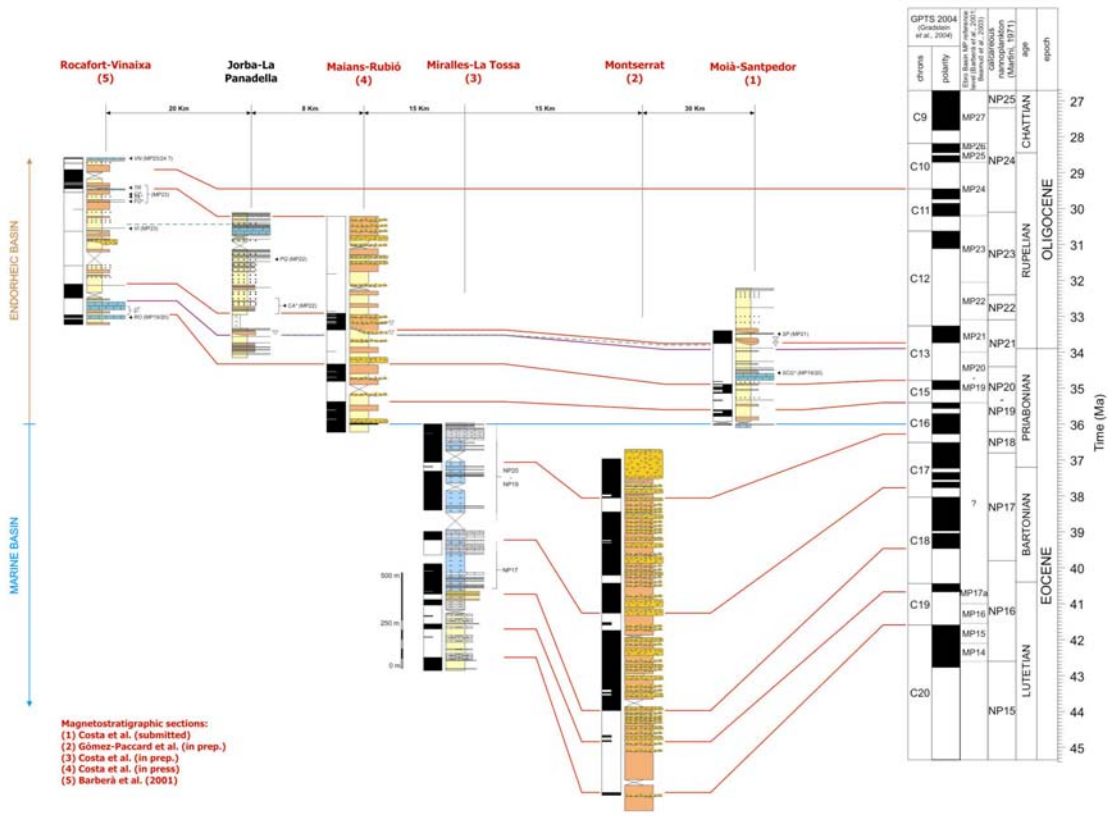


Fig. 1 Correlation of the local magnetostratigraphy of the Miralles-La Tossa, Maians-Rubió and Moià-Santpedor sections with the GPTS (Gradstein et al, 2004).

Integration from opposite margins in the South Pyrenean foreland basin (Burbank et al., 1992; Vergés & Burbank, 1996; Taberner et al., 1999; Barberà et al, 2001; Gómez-Paccard et al., in prep) indicates that the transition from marine to continental sedimentation was a rapid, likely isochronous, event occurring at ~36.0 Ma (late

Priabonian). This result contrasts with the time-transgressive nature of lithostratigraphic units in foreland systems, but is coherent with a scenario of basin continentalization that resulted from seaway closure driven by the tectonic uplift of its margins. The analysis of the sedimentation rates trends has shown that coinciding with the marine to continental transition the sedimentation rates in the South Pyrenean foreland basin experienced a sudden increase (from 25 cm/kyr to 63 cm/kyr) as observed in Fig. 2. We interpret this change as a consequence of the interruption of sediment bypass towards the oceanic domain after seaway closure. During this process, the Jaca-Pamplona trough evolved from an efficient sediment transfer zone to a sediment trap for all the erosion products of the Central Pyrenean Axial Zone. In the eastern Ebro basin, the change from open to closed basin drainage did not have significant effects on sedimentation rates due to the already restricted palaeogeographic configuration and its limited connectivity with the open ocean.

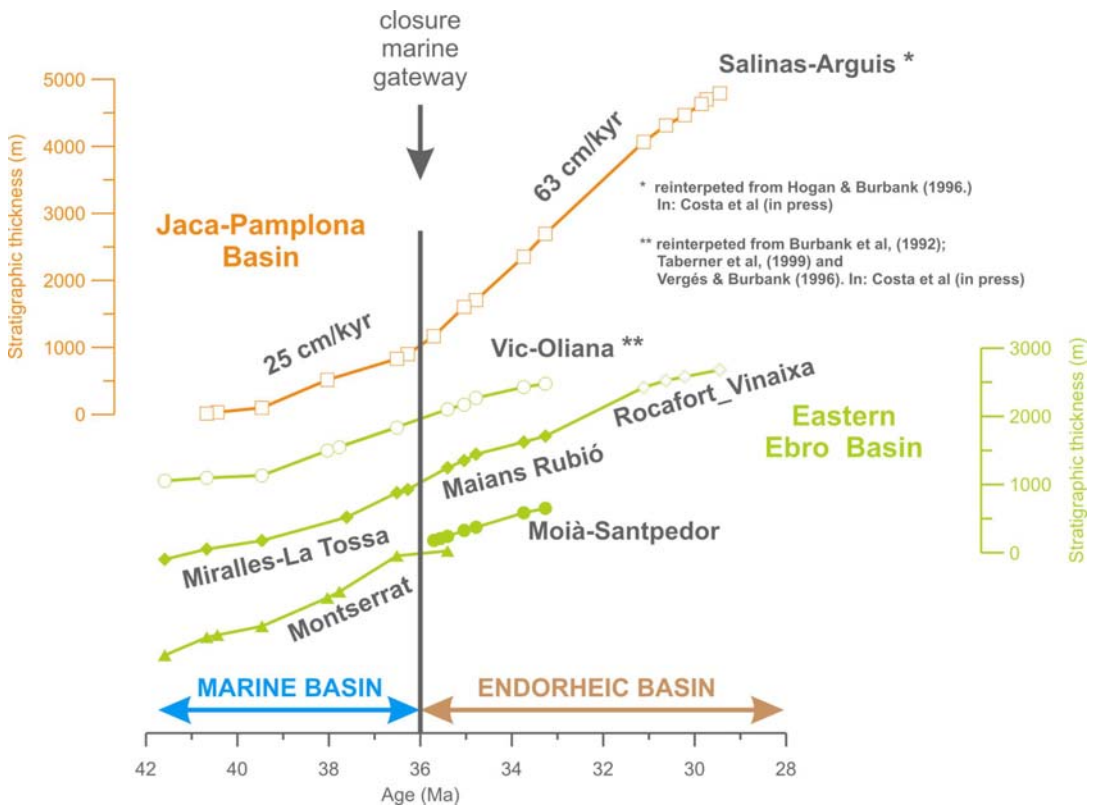


Fig. 2 Trends of the sedimentation rates in the western (Jaca-Pamplona basin) and the Eastern Ebro Basin across the marine-continental transition. Data from Rocafort-Vinaixa comes from Barberà et al. (2001) and from Montserrat is from Gómez-Paccard (in prep.)

Derived absolute ages also lead us to the result that maximum expansion of the lacustrine units of the Ebro Basin occurs at periods corresponding with the long-period eccentricity of 2.4 Ma. Correlation with astronomical solutions (Laskar et al., 2004) indicates that lake expansion occurs at times of eccentricity maxima.

References

Agustí, J., Anadón, P., Arbiol, S., Cabrera, Ll., Colombo, F. & Sáez, A. (1987) Biostratigraphical characteristics of the Oligocene sequences of North-Eastern Spain (Ebro and Campins Basins). *Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen*,10: 35-42.

Anadón, P., Cabrera, Ll., Choi, S.J., Colombo, F., Feist, M. & Sáez, A. (1992) Biozonación del Paleógeno continental de la zona oriental de la Cuenca del Ebro mediante carófitas; implicaciones en la biozonación general de carófitas de Europa occidental. *Acta Geologica Hispanica,* 27 (1-2): 69-94.

Anadón, P., Cabrera, Ll., Colldeforns, B. & Sáez A. (1989) Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro. *Acta Geologica Hispanica*, 24 (3-4): 205-230.

Anadón, P., Vianey-Liaud, M., Cabrera, Ll. & Hartenberger, J.L. (1987) Gisements à vertébrés du paléogène de la zone orientale du bassin de l'Ebre et leur apport à la stratigraphie. *Paleontologia i Evolució*, 21: 117-131.

Arbiol, S. & Sáez, A. (1988) Sobre la edad oligocénica inferior del yacimiento de Santpedor (Cuenca del Ebro, provincia de Barcelona). *Acta Geologica Hispanica*, 23 (1): 47-50.

Barberà, X., Cabrera, L., Marzo, M., Parés, J.M. & Agustí, J. (2001) A complete terrestrial Oligocene magnetostratigraphy from the Ebro Basin, Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 187 (1-2): 1-16.

Burbank, D.W., Puigdefabregas, C. & Muñoz, J.A. (1992) The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, northeast Spain. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 1101-1120.

Costa, E., Garcés, M, López-Blanco, M., Beamud, E., Gómez-Paccard, M., Larrasoaña, J.C. (in press) Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland Basin (NE Spain): magnetochronological constraints. *Basin Research*. doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00452.x

Costa, E., Garcés, M., Sáez, A., Cabrera, Ll. & López-Blanco, M. (submitted) The age of the "Grande Coupure" mammal turnover: New constraints from the Eocene-Oligocene record of the Eastern Ebro Basin (NE Spain, SW Europe). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.

Costa, E., Garcés, M., López-Blanco, M., Serra-Kiel, J., Bernaola, G., Cabrera, Ll. & Beamud, E. (in prep.) Chronostratigraphy of the middle-upper Eocene marine record of the eastern South Pyrenean Foreland Basin (NE Spain).

Gómez-Paccard, M., López-Blanco, M., Costa, E., Garcés, M., Beamud, E. & Larrasoaña, J.C. (In prep.) Tectonic and climatic controls on the sequential arrangement of an alluvial fan/fan delta complex (Montserrat, Eocene, Ebro Basin, NE Spain).

Gradstein, F.M., Ogg, J. & Smith A. (2004) *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press. Cambridge. 589pp.

Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correira, A.C.M. & Levrard, B. (2004) A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics,* 428: 261-285.

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). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15: 211-225.

Riba, O., Reguant, S. & Villena, J. (1983) Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. En: Comba, J.A. (Ed.), Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos, Tomo II. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid, pp. 131-159.

Sáez, A. (1987) Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del noreste de la cuenca del Ebro. PhD thesis, Universitat de Barcelona, 353pp.

Taberner, C., Dinarès-Turell, J., Giménez, J. & Docherty, C. (1999) Basin infill architecture and evolution from magnetostratigraphic cross-basin correlations in the southeastern Pyrenean foreland basin. *Geological Society of America Bulletin*, 111: 1155-1174.

Vergés, J. & Burbank, D.W. (1996) Eocene-Oligocene thrusting and basin configuration in the eastern and central Pyrenees (Spain). En: Friend, P.F. & Dabrio, C.J. (Eds.), *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics.* Cambridge University Press, Cambridge, pp. 120-133.

Magnetostratigraphy of the Maastrichtian Southpyrenean succession (Spain)

Oms, O.(*), Dinarès-Turell, J.(**), Riera, V.(*), Estrada, R.(*), Vicens, E.(*), Galobart, À. (***),Vila, B.(***), Gaete, R. (****) and Dalla Vecchia, F.(***)

(*) Universitat Autònoma de Barcelona, Departament de Geologia, Bellaterra, 08193, Spain. Joseporiol.oms@uab.es
(**) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. Via di Vigna Murata, 605 00143 Roma, Italy.
(***) Institut Català de Paleontologia. Escola Industrial, 23 08201 Sabadell, Spain.
(****) Museu de la Conca Dellà. c/ Museu, 4. 25650 Isona, Spain

The stratigraphic successions that contain the uppermost part of the Cretaceous (Maastrichtian) as well as the Cretaceous-Paleogene boundary (K/Pg) of the southern Pyrenees, have an exceptional geological and paleontological terrestrial record. This record is one of the most complete of Eurasia to study the environmental changes and history of life of this period. Strata are build up by the Arén sandstone formation (coastal), the Salàs marls (prodelta and turbidites), the Grey unit of the Tremp formation (lagoon marls and sandstones), the Lower and Upper red units of the Tremp formation (fluvial) and the Vallcebre limestone and related unita (Lacustrine). All these units are arranged in a general regressive trend during the Masstrichtian.

The paleontological content of these stratigraphic units (mainly the grey and lower red units) allows to explore the extinction patterns of the terrestrial flora and fauna of the latest Cretaceous times. The studied sections contain hundreds of fossil dinosaur sites (footprints, bones and eggs) as well as varied record of paleobotany, invertebrate and other vertebrate faunas. A global vision of these events requires an integrated study of geological, paleontological and geochronological data.

Initial geochronological studies included scarce magnetostratigraphic data restricted to o relatively condensed section in the Àger syncline (Galbrun et al., 1993, see adaptation in López-Martinez et al. 1998). Later, Oms and Canudo (2004) and Pereda-Suberbiola et al (2009) studied the Blasi section by the Noguera Ribagorzana river valley. In Oms et al (2007) a robust magnetostratigraphic record was obtained in the Vallcebre syncline (Llobregat river valley), where an abundant paleontological record is also found. In the northern Pyrenees several sections are also studied (Galbrun, 1997).

With the aim of correlating all the paleontological and paleomagnetic data, the study of the Isona area data has been carried out. This area is the easternmost edge of the Tremp syncline and contain abundant sites and sections with a asignificant paleontological record (Riera et al, 2009). Some examples are: Costa Roia, Barranc de Guixers, Basturs, Molí del Baró, etc.

Despite paleomagnetic data from Isona area is not yet fully understood, some magnetostratigraphic data can be concluded. Several polarity spans have been recognized. The basal span has reversal polarity, has a positive fold-test and can be correlated to C31r. Other intervals display normal and reverse polarities that are correlable with C31n, C30r y C30n are found in the red beds of the lower red unit. In such unit, high temperature components (likely carried out by hematite) are very stable

but are not easy to interpret. This is probably due to the strong postdepositional processes affecting the original sediment and also probably the original paleomagnetic signal. Finally, an upper span displaying basically reverse polarities can be correlated with C29r.

This correlation is in agreement with results from previous works, when framed in it's stratigraphic regional scheme. The general polarity succession from the Tremp syncline matches that of Vallcebre and Ager. The general integration (magnetoestratigraphy, paleontology etc.) of the Pyrenean record with that of Provence in SW France (see Cojan and Moreau, 2006 among others) is leading to understand the terrestrial faunal succession of the end Cretaceous as well as the paleoenvironmental changes that took place before, during and after the K/Pg boundary event.

References

Cojan, I., and Moreau, M.-G. (2006). Correlation of terrestrial climatic fluctuations with global signals during the upper Cretaceous-Danian in a compressive setting (Provence, France): *Journal of Sedimentary Research,* 76: 589-604.

Galbrun, B. (1997). Did the European dinosaurs disappear before the K-T event? Magnetostratigraphic evidence: *Earth and Planetary Science Letters,* 148: 569-579.

Galbrun, B., Feist, M., Colombo, F., Rocchia, R., and Tambareau, Y., (1993), Magnetostratigraphy and biostratigraphy of Cretaceous-Tertiary continental deposits, Ager Basin, Province of Lerida, Spain: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 102: 41-52.

Lopez-Martinez, N., Ardèvol, L., Arribas, M.E., Civis, J. and Gonzalez-Delgado, A. (1998). The geological record in non-marine environments around the K/T boundary (Tremp Formation, Spain). *Bull. Soc. Geol. France*, 169: 11 - 20.

Oms, O. and Canudo, J.I. (2004). Datación magnetoestratigráfica de los dinosaurios del Cretácico terminal (Maastrichtiense superior) de Arén (Huesca, Unidad Surpirenaica Central): *Geotemas*, 6: 51-54.

Oms, O. Dinarès-Turell, J., Vicens, E., Estrada, R., Vila, B., Galobart, À. and Bravo, A.M. (2007). Integrated stratigraphy from the Vallcebre Basin (southeastern Pyrenees, Spain): new insights on the continental Cretaceous-Tertiary transition in southwest Europe. *Palaeogeogr, Palaeoclimatol., Palaeocol*., 255: 35-47.

Pereda-Suberbiola, X., Canudo, J.I., Cruzado-Caballero, P., Barco, J.L., López-Martínez, N., Oms, O., and Ruiz-Omeñaca, J.I. (2009). The last hadrosaurid dinosaurs of Europe: A new lambeosaurine from the Uppermost Cretaceous of Arén (Huesca, Spain): *Comptes Rendus Palevol,* 8: 559-572.

Riera, V., Oms, O., Gaete, R. and Galobart, À. (2009). The end-Cretaceous dinosaur succession in Europe: The Tremp Basin record (Spain): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 283: 160-171.

Registro magnetoestratigráfico de los materiales aluviales y lacustres del Mioceno de Tarazona de Aragón: implicaciones bioestratigráficas

F. J. Pérez-Rivarés, (*), G. Pardo (**), M. Garcés (***), X. Murelaga (****), C.Arenas (**)

(*) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain, perezriv@unizar.es.
(**) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. Grupo de análisis de Cuencas Sedimentarias Continentales (UNIZAR-DGA).
(***) Group of Geodynamics and Basin Analysis, Universitat de Barcelona
(****) Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad del País Vasco/EHU.

La Cuenca del Ebro es una de las cuencas terciarias más extensas de la Península Ibérica. En la actualidad es una depresión morfológica relativa, de forma aproximadamente triangular, limitada por la Cordillera Pirenaica al norte, la Cordillera Ibérica al sur y las Cadenas Costeras Catalanas el este.

El sector de Tarazona de Aragón (Fig. 1) está situado en el borde sur de la Cuenca del Ebro y comprende fundamentalmente facies detríticas asociadas a abanicos aluviales con aportes que proceden del margen ibérico, que pueden estar relacionadas con facies carbonatadas originadas por procesos de sedimentación palustre y lacustre somera. Estos materiales se disponen en una sucesión subhorizontal con suaves inclinaciones locales (menores de diez grados) que buzan mayoritariamente hacia el sur (Pérez *et al*., 1988).

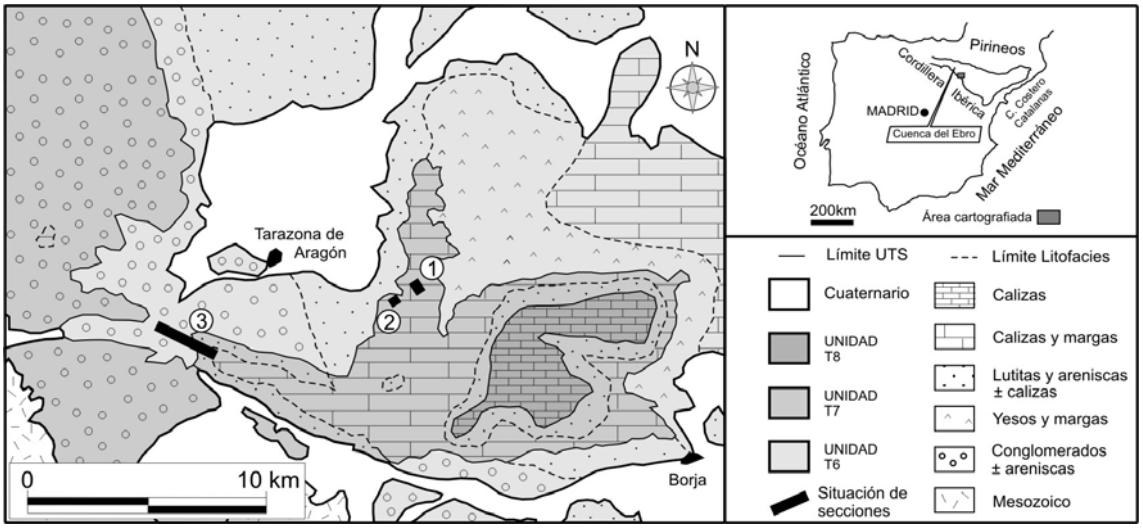


Fig 1 Distribución espacial de litofacies y unidades tectosedimentarias (modificado de Pérez *et al*., 1988), y situación de las secciones estratigráficas del sector de Tarazona: 1 Sección de Melero, 2 Sección de Lugar, 3 Sección de Umbría Alta.

Los sistemas aluviales presentan un desarrollo longitudinal notable (pueden alcanzar hasta 20 km) y evolución retrogradante. En sus sectores proximales se identifican

facies conglomeráticas masivas que se disponen en cuerpos tabulares y canaliformes de potencia decimétrica a métrica; conforme se desarrollan hacia zonas más distales pasan gradualmente a facies detríticas más finas que se configuran como cuerpos arenosos tabulares y canaliformes separados por depósitos lutíticos más o menos arenosos. Lateralmente se reconocen facies aluviales aún más distales que hacia el NE se interdigitan con facies carbonatadas palustres y lacustres someras (margas y calizas bioclásticas). Por último, al norte, las facies aluviales distales y las facies carbonatadas pasan a facies evaporíticas. La sucesión culmina con un tramo de calizas oncolíticas y tobáceas que aflora en la Muela de Borja (Pérez, 1989; Vázquez-Urbez, 2008), desconectado del margen de la cuenca (figura 1).

Actualmente, en el sector Tarazona-Borja se reconocen tres unidades genéticas en lugar de las cuatro que tradicionalmente habían definido Pérez *et al.* (1988) y Pérez (1989). Este hecho ya se había introducido en Murelaga *et al.* (2008), donde se denominaban unidades Inferior, Intermedia y Superior, pero es Vázquez Urbez (2008) quien reconoce su equivalencia con las Unidades Tectosedimentarias T6, T7 y T8 establecidas para el conjunto de la Cuenca del Ebro.

En el sector NW de la Cuenca del Ebro los yacimientos con restos fósiles de vertebrados cubren un intervalo temporal que comienza en la biozona W del Oligoceno superior (Zona de Mamíferos Neógenos de Europa, MN0) y finaliza en la biozona H del Mioceno Superior (MN9) (Cuenca *et al.*, 1992). En el área de estudio los yacimientos presentes son los siguientes: Monteagudo (Biozona B-C, MN4-5) (Astibia *et al.*, 1985); Tarazona de Aragón (Biozona D, MN5) (Astibia, 1986 y 1987); Borja (Biozona E-F/G, MN5) (Pérez, 1989); Melero-20 (Biozona E, MN5) y Melero-30 (biozonas F-G1, MN6 (Murelaga *et al.*,2008); El Buste (Biozona G, MN6) (Cuenca *et al.*, 1992) y La Ciesma (Biozona H, MN9) (Azanza, 1986; Azanza *et al.*, 1988; Cuenca *et al.*, 1992).

Para el estudio magnetoestratigráfico se han muestreado tres secciones estratigráficas: Lugar, Melero y Umbría Alta en las que se han podido analizar un total de 165 estaciones. La sección de Umbría Alta, en las cercanías de la localidad de Los Fayos, es una sucesión de facies conglomeráticas, primero masivas y posteriormente alternando con niveles lutíticos que incluye parte de las unidades T6 y T7 en aparente conformidad. Sin embargo, en el cercano barranco de Peña Blanca se reconoce una discordancia angular que afecta a la sucesión (en el tramo de la unidad T6 presenta buzamientos de hasta 25 grados) y conlleva una pérdida de registro estratigráfico de un mínimo de 60 metros (Fig. 2).

Los materiales estudiados han sido calizas (arenosas en algunos casos), areniscas y niveles aneniscosos incluidos en los bancos conglomeráticos y lutitas. Todas las muestras se han desmagnetizado por procedimientos térmicos. Los ensayos de adquisición de magnetización remanente isoterma (MRI) y desmagnetización progresiva indican que los minerales portadores de la magnetización remanente son magnetita y hematites. Es frecuente la presencia de una componente viscosa de orientación aleatoria, adquirida durante el muestreo o manipulación de las muestras, que desaparece al exponer los especímenes a 100ºC (raramente hasta 150ºC). Entre 300º y 340ºC se desmagnetiza una segunda componente que presenta orientaciones similares al campo magnético actual. La última componente constituye la Magnetización Remanente Característica (MRC) que presenta polaridades normales e inversas. Una parte de las muestras necesita alcanzar al menos 500ºC para desmagnetizarse completamente. Otras no pierden su remanencia hasta más de 650ºC.

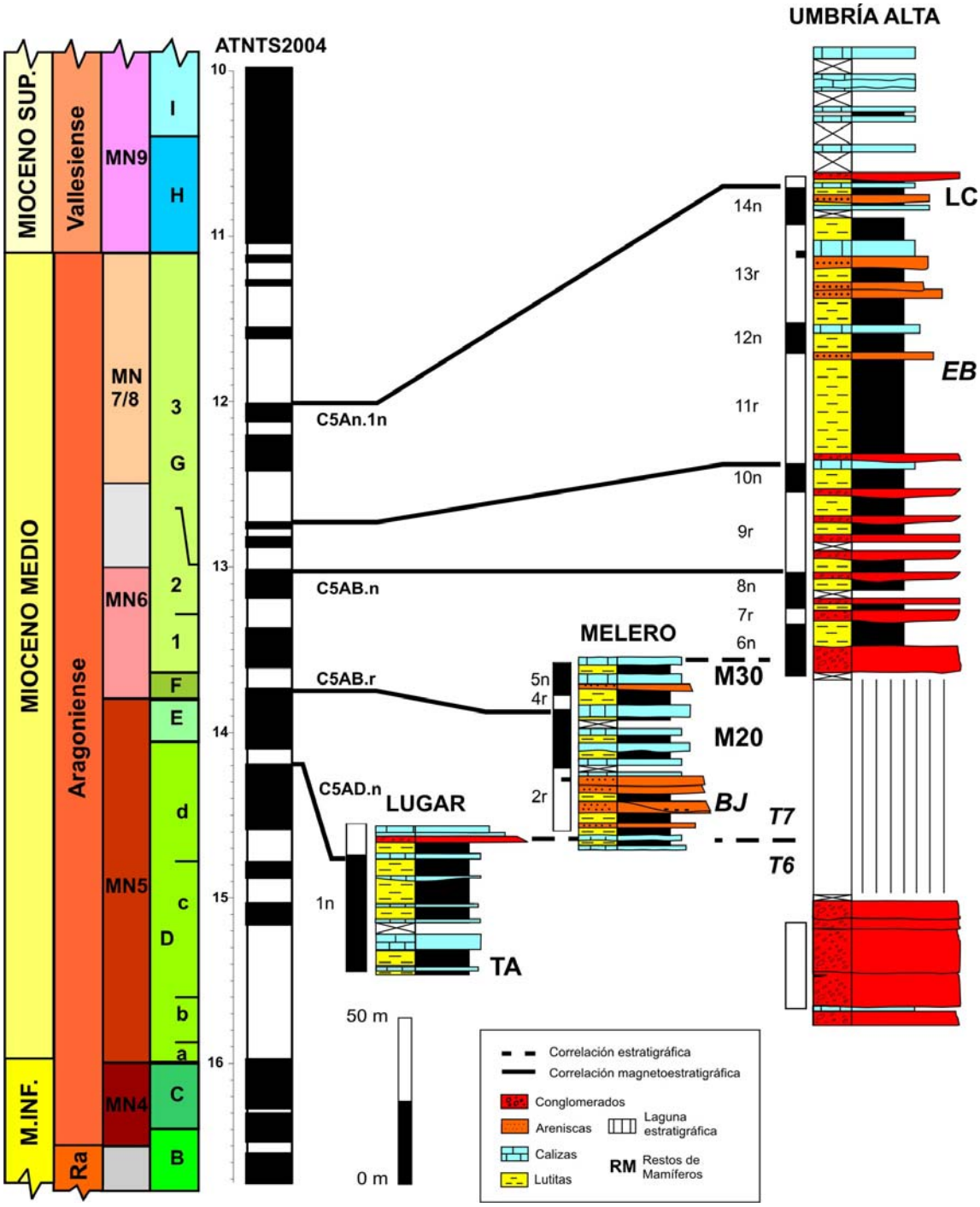


Fig 2. Correlación magnetoestratigráfica de las secciones estudiadas. TA: Tarazona de Aragón, BJ: Borja, M20: Melero 20, M30: Melero 30, EB: El Buste, LC: La Ciesma. Los yacimientos de Borja y El Buste han sido correlacionados con las columnas, mientras que el resto están localizados *in situ*.

En la figura 2 se muestra la correlación magnetoestratigráfica de las secciones locales con la escala de tiempo global ATNTS 2004 (Lourens *et al*., 2004). En ella se puede observar como hemos correlacionado la magnetozona 1n con el cron C5AD.n, la magnetozona 4r con el cron C5AB.r, la magnetozona 8n con el cron C5AB.n y la magnetozona 14n con el cron C5An.1n. Esta correlación es coherente con la asignación cronológica de los yacimientos de vertebrados de Tarazona de Aragón, Melero 20, Melero 30 y El Buste (Murelaga *et al.*, 2008). No es así en el caso del

yacimiento de La Ciesma cuya asignación tradicional es Biozona H, o MN9, mientras que nuestra correlación lo situaría en la Biozona G3 o MN7/8. La asignación previa de este yacimiento a la Biozona H, en el límite Aragoniense-Vallesiense, se basa en la presencia del taxón *Myomimus dhemi* y su presumible aparición en España al comienzo del Vallesiense; sin embargo, otros autores han identificado también esta fauna en las últimas etapas del Aragoniense, entre las Biozona G2 o MN6 y la Biozona J o MN10 (Sesé, 2006), hecho éste que corroboraría nuestra asignación del yacimiento de La Ciesma a la Biozona G o MN7/8.

Referencias

Astibia, H. (1986) Los macromamíferos del Mioceno medio de Tarazona de Aragón (Depresión del Ebro, provincia de Zaragoza). Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco, (inédita): 265 pp.

Astibia, H. (1987) Los macromamíferos del Mioceno medio de Tarazona de Aragón (Depresión del Ebro, provincia de Zaragoza). *Paleontologia i Evolució* 21: 11-42.

Astibia, H., Mazo, A.V., Santafé, J.V. (1985) Los macromamíferos del Mioceno medio de las Yeseras de Monteagudo (Depresión del Ebro, Navarra). *IV Congreso Latinoamericano de Paleontología*. Santa Cruz de la Sierra, Bolivia: 415-441.

Azanza, B. (1986) Estudio geológico y paleontológico del Mioceno del sector Oeste de Borja (prov. de Zaragoza). *Cuadernos de Estudios Borjanos* (17-18): 63-126.

Azanza, B., Canudo, J. I. y Cuenca, G. (1988) Nuevos datos bioestratigráficos del terciario continental de la Cuenca del Ebro (Sector Centro Occidental). *II Congreso Geológico de España, Comunicaciones,* 1: 261-262.

Cuenca, G., Canudo, J.I., Laplana, C. & Andrés, J. A. (1992) Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria del Ebro: ensayo de síntesis. *Acta Geólogica Hispánica* 27 (1-2): 127-143.

Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Shackleton, N.J., Laskar, J., Wilson, D.S., (2004) The Neogene Period. In: Gradstein, F.M., Ogg J.G., Smith A. (Eds.), A Geologic Time Scale. Cambridge University Press: 409-440.

Murelaga, X., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Urbez, M., Zuluaga, M.C. (2008) Nuevos datos bioestratigráficos y paleoecológicos del Mioceno medio (Aragoniense) del área de Tarazona de Aragón (Cuenca del Ebro, provincia de Zaragoza, España*) Ameghiniana (Rev. Asoc. Paleontol. Argent.)* 45 (2): 393-406.

Pérez, A. (1989) Estratigrafía y sedimentología del Terciario del borde Meridional de la Depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán. Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza (Inédita): 474 pp.

Pérez, A.; Muñoz, A.; Pardo, G.; Villena J. y Arenas C. (1988) Las unidades tectosedimentarias del Neógeno del borde ibérico de la depresión del Ebro (sector central). En: A. Pérez, A. Muñoz y J.A. Sánchez Navarro (eds.), *Sistemas lacustres neógenos del margen ibérico de la Cuenca del Ebro*, Secretariado de Publicaciones, Universidad de Zaragoza: 104 pp.

Sesé, C. (2006) Los Roedores y lagomorfos del Neógeno de España. *Estudios Geológicos*, 62 (1): 429-480.

Vázquez-Urbez, (2008) Caracterización y significado ambiental de depósitos tobáceos neógenos en la Cuenca del Ebro. Comparación con ambientes Cuaternarios. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza: 476 pp.

Control Orbital en secuencias lacustres oligoceno superior-miocenas en el sector central de la Cuenca del Ebro.

L. Valero(*), M. Garcés (*), L. Cabrera (*)

(*) Luis Valero, Departament de Estratigrafia, Paleontologia i Geociencies Marines, Facultat de Geologia, Martí i Franquès s/n, 08028-Barcelona, Spain geo.valero@gmail.com

Las oscilaciones de los parámetros orbitales de excentricidad, oblicuidad y precesión influyen en el clima a través de variaciones en la cantidad y distribución de la radiación solar sobre la superficie del planeta. En medios continentales con drenaje cerrado, las variaciones climáticas pueden influir en el régimen de precipitaciones regional, controlando así las variaciones en el nivel de los sistemas lacustres endorreicos que pueden generarse.
En los registros aluvio-lacustres del oligoceno-mioceno de la zona central de la Cuenca del Ebro, las oscilaciones de alta frecuencia del nivel de la lámina de agua están dominadas por frecuencias correspondientes a los ciclos astronómicos de precesión y oblicuidad (Luzón *et al*., 2002 y Barberà *et al*., 1996). Cambios en el nivel del lago debidos a cambios de insolación y precipitación, pueden implicar cambios en el nivel de base y condicionar, por tanto, el desarrollo de los sistemas sedimentarios.

Garcés *et al*. (2009) han señalado que el máximo de expansión de los sistemas lacustres paleógenos y neógenos en la cuenca del Ebro quizá siga un patrón cíclico cada 2,4 Ma. Esta ciclicidad coincidiría con un ciclo de baja frecuencia de la excentricidad. Esta correspondencia sugiere pues que la expansión y retracción a gran escala de los sistemas lacustres podría tener un origen orbital, y no estrictamente *tectónico* (Pardo et *al.* 1989) como se había pensado tradicionalmente. Según este modelo, la ordenación secuencial que se observa a escala de cuenca no representaría pulsos tectónicos, sino ciclos climáticos, particularmente mejor preservados en las zonas centrales de la cuenca alejadas de los márgenes activos, y especialmente en cuencas de antepaís maduras y con cierta extensión.

El objetivo de este trabajo es evaluar el impacto de los cambios climáticos de origen orbital en la arquitectura sedimentaria de escala decamétrica a hectométrica del registro estratigráfico oligoceno-mioceno de la Cuenca de antepaís Surpirenaica. Mediante el reconocimiento de periodicidades atribuibles a ciclos de Milankovitch, se pretende contribuir a discriminar entre los controles tectónico y climático que influyen en la ordenación secuencial del relleno de una cuenca de antepaís. Para ello se han levantado perfiles estratigráficos continuos que abarcan dos unidades de calizas (representativas de máximos expansivos lacustres) y una de lutitas (que representa un mínimo lacustre). Se ha efectuado una magnetostratigrafía de la serie a intervalos de 2 metros. Finalmente, se ha realizado un análisis cicloestratigráfico, utilizando los programas de análisis de frecuencias *Spectrum* (Schultz y Statteger 1997) y *Analyseries* (Paillard *et al.* 1996). Los resultados obtenidos están sintetizados en la Figura 1.

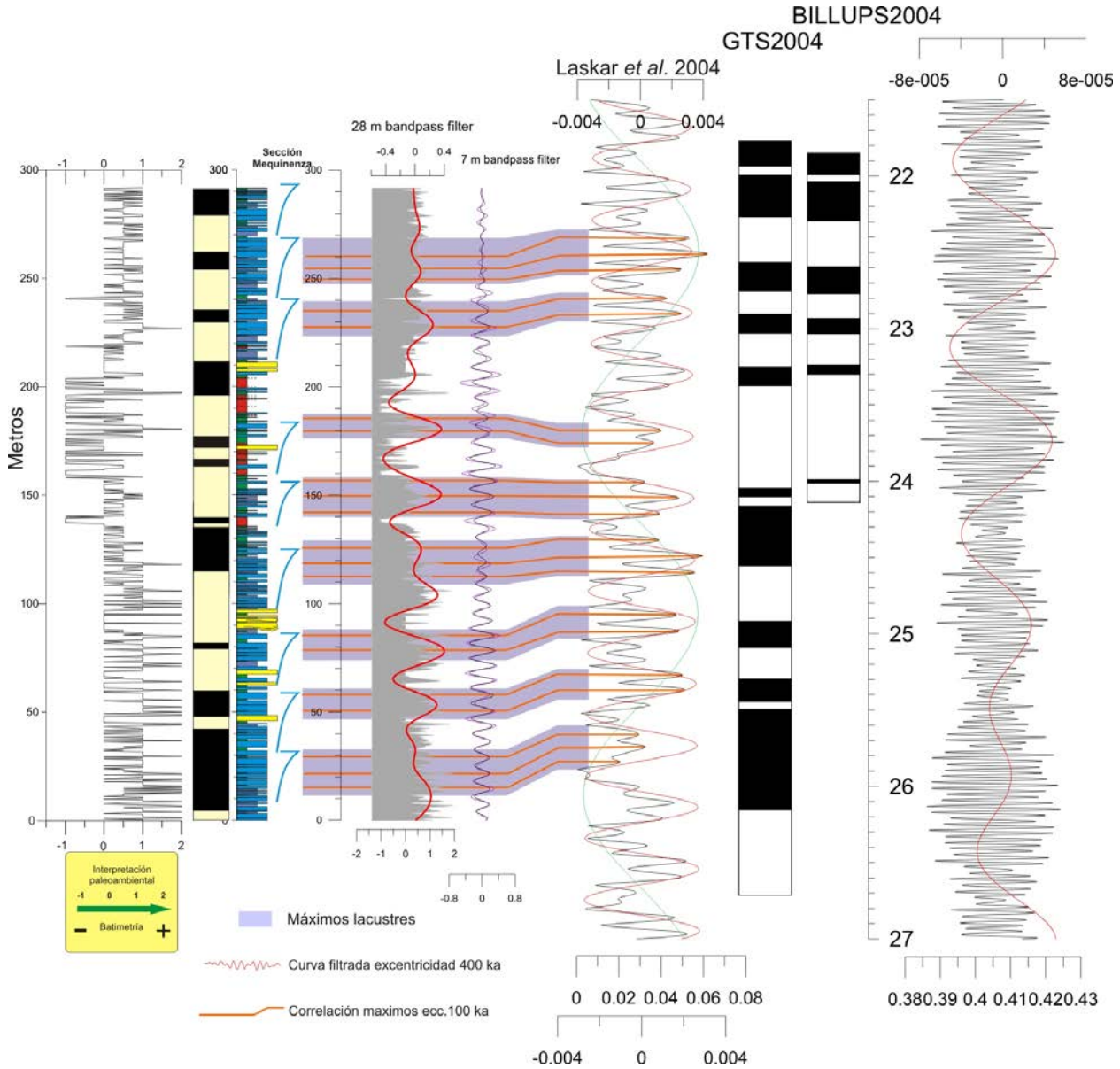


Figura 1. En la izquierda de la figura se muestra la atribución de valores numéricos a la interpretación paleoambiental. Más a la derecha se muestran los resultados magnetostratigraficos hallados en este trabajo y al lado el perfil estratigráfico de la sección compuesta de Mequinenza, en azul se marcan los ciclos de 28 metros. En el centro y representado por una curva roja se observa la curva obtenido al pasar el filtro cada 28 metros correspondiente, según el análisis espectral al ciclo de excentricidad de 400 ka. A su derecha, en violeta, la curva obtenida al filtrar la señal cada 7 metros, correspondiente a la excentricidad de 100ka. En malva se muestra la correlación entre los máximos de la excentricidad de 400ka (28m) encontrada en este trabajo con la curva teórica de Laskar (Laskar *et al.* 2004). En líneas naranjas se muestra la correlación propuesta entre los ciclos de 100ka (7m) de este trabajo y la curva de Laskar (Laskar *et al.* 2004). Estas correlaciones permiten obtener una cronología basado en el tiempo astrocronologico con una resolución de 100ka. A la derecha de todo, el gráfico muestra las modulaciones teóricas de la oblicuidad. A su izquierda las cronologías propuestas por Billups (Billups *et al*., 2004) y Grandstein (Grandstein *et al*., 2004)

El estudio efectuado demuestra el impacto de los ciclos de baja frecuencia de la excentricidad (400 kyr y 2.45 Ma) en el registro, aunque también se encuentran ciclos de alta frecuencia. Los cambios climáticos de origen orbital controlan la

dinámica de expansiones-contracciones lacustres durante el Oligoceno-Mioceno inferior. Al controlar el nivel de base controlan también la dinámica progradante-retrogradante de los sistemas de la cuenca, excepto en las partes marginales, que es donde la evolución tectónica controla los sistemas sedimentarios.

Referencias

Barberà, X., Cabrera, L., Marzo, M. and Ripepe, M. (1996) Sedimentación lacustre y ciclicidad: las sucesiones fluviolacustres del Oligoceno superior del sector SE de la cuenca del Ebro. Geogaceta, 20, 1072–1073.

Billups, K., Pälike, H., Channell, J.E.T., Zachos, J.C., Shackleton, N.J. (2004) Astronomic calibration of the late Oligocene through early Miocene geomagnetic 17
polarity time scale. *Earth and Planetary Science Letters* 224: 33– 44

Garcés, M., Cabrera, L., Costa, E., Sáez, A., and Barberà, X., (2009), Long-Term Orbital Forcing on Foreland Basin lacustrine Systems (Late Eocene-Oligocene, Ebro Basin, 27 th IAS Meeting of Sedimentology (IAS): Alghero (Italia).

Gradstein, F. M., J. G. Ogg, et al., Eds. (2004). A Geologic Time Scale. Cambridge, Cambridge University Press.

Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M. and Levrard, B., (2004). A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 428: 261-285.

Luzón, A., González, A., Muñoz, A. and Sánchez Valverde, B.(2002) Upper Oligocene–Lower Miocene shallowing upward lacustrine sequences controlled by periodic and non-periodic processes (Ebro Basin, northeastern Spain). J. Paleolimnol., 28, 441–456

Paillard, D., Labeyrie, L., and. Yiou, P.(1996). Macintosh program performs time-series analysis. *Eos,* 77:379

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. *Rev. Soc. Geol. España,* 2: 199-221

Schultz, M., Stattegger, K. (1997) Spectrum: spectral analysis of unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences* Vol. 23, No. 9, pp. 929-945.

Magnetoestratigrafía del Paleógeno de la península Antártica (isla Marambio-Seymour). Datos preliminares.

M. Montes (*), F. Nozal (*), B. Beamud (**), F. García Tortosa (***), S. Santillana (****)

(*) IGME, Área de Cartografía Geológica, C/Calera, 1 28270-Tres Cantos (Madrid); m.montes@igme.es
(**) ICT "Jaume Almera", CSIC-Barcelona
(***) Dpto. Geología, Universidad de Jaen
(****) Instituto Antártico Argentino. Dirección Nacional del Antártico. Argentina.

INTRODUCCION

Acciones especiales financiadas por el Programa Polar Español desarrolladas en los años 2006, 2007, 2008 y 2009, por el IGME en colaboración con el Instituto Antártico Argentino (IAA), tuvieron como resultado la realización de los Mapas Geológicos y Geomorfológicos de la isla Marambio (Seymour), a escala 1:20.000 (Montes et al, 2008a; Nozal et al, 2008).

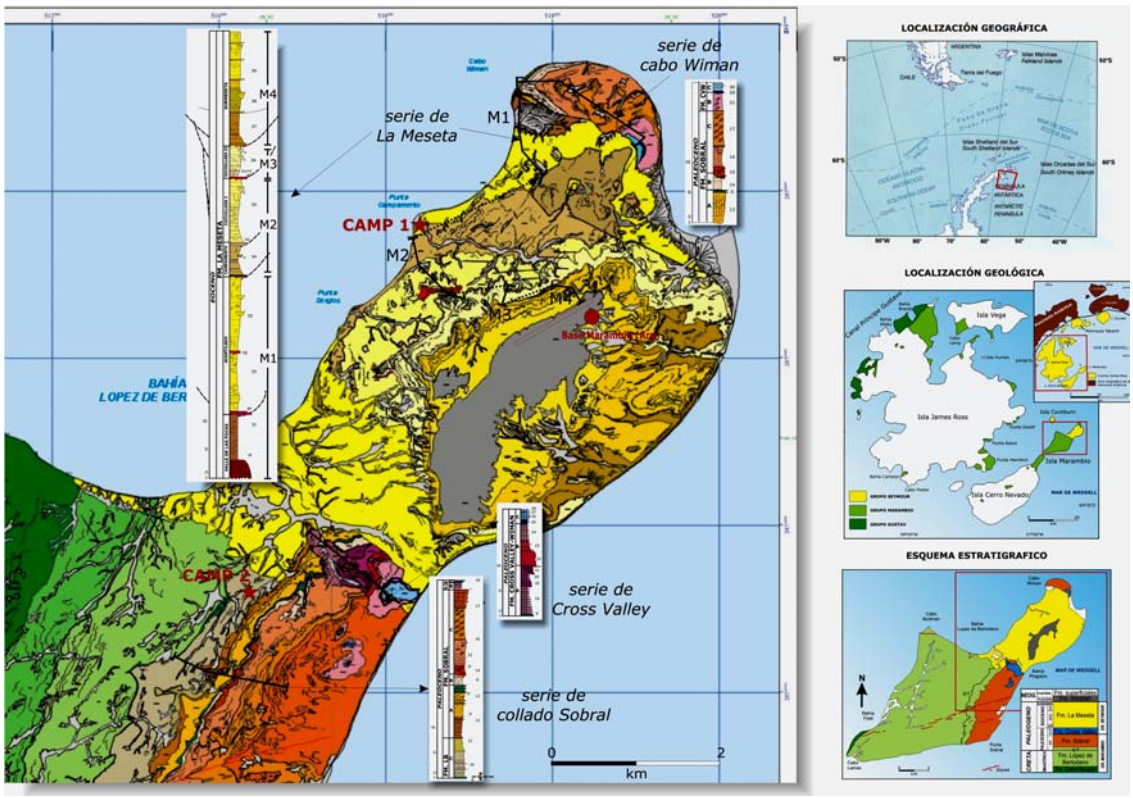


Figura 1.- Situación de la isla Marambio en su contexto geográfico y geológico. Localización de las series estratigráficas muestreadas sobre detalle de la cartografía geológica 1:20.000 de la isla (Montes et al, 2008).

La isla de Marambio se encuentra en las proximidades del extremo nororiental de la península Antártica, entre el mar de Weddell y el golfo de Erebus y Terror a una latitud

y longitud medias de 64º 15'S y 56º 40´W (Fig.1). En ella se encuentra la base aérea Marambio, lo que facilita enormemente la siempre dificultosa logística antártica.

Desde el punto de vista geológico la isla Marambio presenta unos excepcionales afloramientos de rocas sedimentarias de edad mesozoico-terciaria, pertenecientes a la denominada Cuenca James Ross. La calidad de dichos afloramientos se debe, no solo a su particularidad geográfica de ser una de las pocas islas en la península Antártica con ausencia de hielos permanentes, sino también porque cuenta con un registro sedimentario único en el mundo como son entre otros, el afloramiento más austral del límite Cretácico/Paleógeno (K/P) y único de la Antártida (Elliot et al, 1994); dos valles incididos y rellenos de sedimentos de edad paleógena sobre una plataforma marina de edad cretácica (Olivero et al, 2008), de gran calidad de afloramiento y lo mas importante, los únicos afloramientos del Paleógeno de la Antártida y, por supuesto, los más australes del planeta (Marenssi et al, 2002; Montes et al, 2008b). Este hecho es de especial relevancia ya que Marambio contiene la única serie aflorante en la que se pueden obtener sobre el terreno, datos para la reconstrucción de la historia de la tierra en esas latitudes australes (paleogeografía, tectónica de placas, paleoclimatología, paleontología, etc.).

Además, Marambio es una referencia a nivel planetario en cuanto a su riqueza paleontológica ya que cuenta con: el mas antiguo pingüino del registro fósil (Paleoceno superior); primeros registros fósiles en la Antártida de los grupos vertebrados: marsupiales, aves voladoras y ungulados; la primera y única flor fósil antártica; y una gran riqueza de grupos micropaleontológicos únicos en latitudes australes (dinoflagelados, palinomorfos, etc.). La malacofauna es, asimismo, única por su variedad y por la calidad excepcional de las acumulaciones de coquinas de bivalvos.

A pesar de que la riqueza paleontológica ha permitido el establecimiento de biozonas sobre gran parte de la serie estratigráfica (Askin, 1997, Reguero et al, 2002), sin embargo aun no se han podido establecer, dataciones absolutas fiables. Para intentar paliar este problema, en la última década se realizaron algunas dataciones radiométricas puntuales en base a la relación de isótopos de Estroncio ($^{87}Sr/^{86}Sr$), sobre conchas de diferentes grupos de bivalvos (Ivany et al, 2008, Marenssi, 2006). Sin embargo, su escasa resolución (+/-2Ma), ha llevado a soluciones contradictorias. En este contexto la Magnetoestratigrafía se presenta como prácticamente el único método alternativo y plausible para datar la serie en Ma de forma continua.

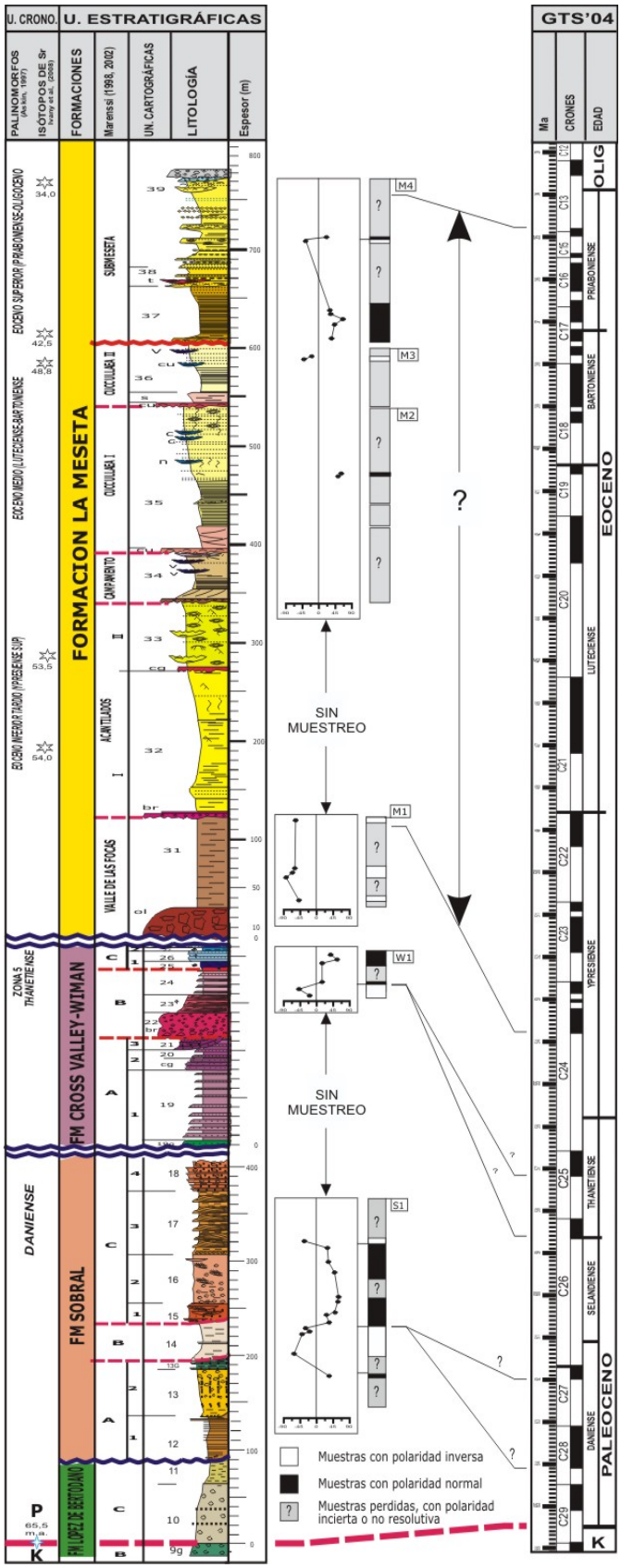
RESULTADOS PRELIMINARES CAMPAÑA 2009

En 2009 y como complemento al Mapa Geológico, se realizó un muestreo preliminar que, a pesar de que solo obtuvo resultados parciales, reveló la viabilidad de este tipo de estudios, inéditos hasta ahora en la serie paleógena de la Antártida.

El muestreo se realizó sobre parte de las Fm Sobral, Fm Cross Valley-Wiman y Fm La Meseta (Fig. 1). La toma se realizó mediante sacamuestras manual con el que se obtuvieron testigos sobre una litología muy deleznable, en unos 800 m de serie distribuidos en 6 columnas: S1, W1, M1, M2, M3 y M4.

La naturaleza poco consolidada de las muestras (arenas finas-medias, y limos arenosos), la no disposición de sustancias consolidantes y en último término los avatares del transporte al continente, originaron que gran parte de las muestras fueran inservibles ya antes de su análisis. Sin embargo, con las restantes pudieron obtenerse algunos resultados (Montes et al, 2010).

Sobre los materiales de la Fm Sobral (Daniense) presentes en la zona de cabo Wiman (norte de la isla, Fig. 1), se realizó un muestreo magnetoestratigráfico sobre las unidades cartográficas (uc) 13, 13G, 14, 15, 16 y 17, en el que se obtuvieron resultados parciales en la sección S1. En dicha sección aparecen dos crones de polaridad normal carac-terizados por 1 y 8 muestras respectivamente, y dos crones de polaridad inversa carácter-rizado por 4 y 1 muestras respectivamente. Para el resto de las muestras, no se obtuvieron resultados, o se obtuvieron dudosos o poco significativos. (Fig. 2).



Sobre los materiales de la Fm Cross Valley-Wiman (Selandiense- Thanetiense) en la misma zona de cabo Wiman, se obtuvieron resultados parciales en la sección W1 (uc. 24, 25 y 26). En ella aparecen un cron inferior de polaridad inversa definido por 2 muestras y otro cron superior de polaridad normal definido por un total de 4 muestras, con una zona intermedia en donde los análisis no fueron productivos (Fig. 2).

Sobre los materiales de la Fm La Meseta (Eoceno) se realizaron cuatro columnas parciales: M1, M2, M3 y M4; que forman parte de la columna compuesta de la formación. La falta de consolidación de las muestras y la litología deleznable de una buena porción de la serie (arenas finas-medias), originó que la mayor parte de los análisis fueran fallidos y que tan solo fueran exitosas algunas de las muestras tomadas en sedimentos lutíticos.

Figura 2.- Intento de correlación de las series magnetoestratigráficas reali-zadas en la campaña preliminar 2009 con la GTS'04. Puede observarse el alto grado de incertidumbres, que sugiere la realización de un nuevo muestreo mediante doble técnica (cajitas y testigos).

Aun así, pueden distinguirse con razonable fiabilidad dos crones;

uno de polaridad inversa en la parte baja de la serie (M1, alomiembro Valle de las Focas) y otro de polaridad normal en la parte alta (M4, alomiembro Submeseta).

CONCLUSIONES

Si bien el encaje de alguno de los crones se ha realizado teniendo en cuenta algunas de las biozonaciones disponibles (Askin, 1997, Reguero et al, 2002) y algunos datos de edades absolutas de isótopos de Estroncio (Ivany et al, 2008), (Fig. 2), la escasez y poco resolutivo de los datos impide la correlación de los crones locales con el patrón GTS'04 de manera mínimamente fiable. Es por ello que se hace necesario por una parte, un remuestreo de las series ya realizadas y por otra, una toma de muestras sobre nuevas series que completen en su totalidad el registro de los depósitos paleógenos (series de collado Sobral y Cross Valley, Fig. 1).

No obstante, los resultados obtenidos sobre las muestras bien conservadas revelaron que por una parte, la señal magnética sobre este tipo de sedimentos en estas altas latitudes australes es razonable como para ser medida y además que la técnica mediante sacamuestras manual era la óptima para realizar el muestreo frente a otros métodos mecánicos (perforadoras eléctricas o de motor de gasolina), aunque tal vez se impone complementar el muestreo mediante cajitas de plástico (campos alternos) para así obtener dos métodos de medida de la señal magnética para minimizar el riesgo de la disgregación de las muestras. Además el equipo de trabajo adquirió una valiosa experiencia en la que es la primera campaña magnetoestratigráfica de la que se tiene noticia bibliográfica, sobre materiales del Cenozoico en la Antártida. De esa experiencia se extrajeron valiosas conclusiones metodológicas sobre el modo de operar en un terreno dificultoso tanto por la naturaleza de las facies a muestrear, como por la climatología de las latitudes antárticas.

Referencias

Askin, R. (1997). Eocene–?Earliest Oligocene terrestrial palynology of Seymour Island, Antarctica. In: Ricci, C.A. (ed.) The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes. Proceedings of the VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena, 1995. *Terra Antartica Publication*, Siena, 993–996.

Elliot, D., Askin, R., Kyte, F. y Zinsmeister, W.. (1994). Iridium and dynocist at the Cretaceos-Tertiary boundary on Seymour Island, Antarctica: Implications for the K/T event. *Geology*, 22, 675-678.

Ivany, L.; Lohmann, K.; Hasiuk, F.; Blake, D.; Glass, A.; Aronson, R. y Moody, R. (2008). Eocene climate record of a high southern latitude continental shelf: Seymour Island, Antarctica. *Geological Society of America*, 120; 5/6: 659-678.

Marenssi, S., (2006). Eustatically controlled sedimentation recorded by Eocene strata of the James Ross Basin, Antarctica, in Francis, J.E., Pirrie, D., and Crame, J.A., eds., *Cretaceous-Tertiary high-latitude paleoenvironments, James Ross Basin, Antarctica*. *Geological Society of London, Special Publication* 258, p. 125–133.

Marenssi, S., Net. L. y Santillana, S., (2002). Provenance enviromental and paleogeographics controls on sandstone composition in an incised-valley system: the Eocene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica. *Sedimentary Geology* 150, 301-321

Montes, M.; Nozal, F.; Santillana, S., Tortosa, F., Beamud, B., y Marenssi, S., (2010). Upper Paleocene-Eocene Cronostratigraphy of Antarctica. Seymour Group, Seymour Island (West Antarctica) West Antarctica. *Abstracts of XXXI Scar Open Science*: Buenos Aires. En prensa

Montes, M.; Nozal, F.; Santillana, S., Marenssi, S.; Olivero, E. y Maestro, A. (2008a). Mapa geológico 1:20.000 de la isla Marambio (mar de Weddell, Antártida). *Geo-Temas*, 10: 709-712

Montes, M.; Santillana, S., Nozal, F.; Marenssi, S., (2008b). Estratigrafía de la Formación Sobral. Paleoceno inferior de la Isla Marambio. (Mar de Weddell, Antártida). *Geo-Temas*, 10: 669-672

Nozal, F.; Montes, M.; Santillana, S., y Martín-Serrano, A. (2008a). Mapa geomorfológico 1:20.000 de la isla Marambio (mar de Weddell, Antártida). *Geo-Temas*, 10: 713-716

Olivero, E., Ponce, J., y Martinioni, D., (2008). Sedimentology and architecture of sharp-based tidal sandstones in the Upper Marambio Group, Maastrichtian of Antarctica. *Sedimentary Geology*, 210: 11-26.

Reguero, M., Marenssi S., y Santillana, S. (2002). Antarctic Peninsula and South America (Patagonia) Paleogene terrestrial faunas and environments: biogeographic relationships. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2776 1-22.

Magnetoestratigrafía del Neógeno de la Cuenca del Duero

J. Luengo (*), M. Garcés (**), M. Montes (*), E. Beamud (***), F. Nozal (*), F. López-Olmedo (*), I. Armenteros (****)

(*) Área de Cartografía Geocientífica. Departamento de Cartografía Geológica. IGME. C/ Calera 1. 28760-Tres Cantos. Madrid. J.luengo@igme.es.
(**) Dept. Estratigrafía, Paleontologia i Geociències Marines, Facultat de Geología, Universitat de Barcelona, Campus de Pedralbes, 08028-Barcelona.
(***) Laboratori de Paleomagnetisme Serveis de Suport a la Recerca UB – CSIC. Inst. de Ciències de la Terra "Jaume Almera" C/Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona.
(****)Dept. de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37071 Salamanca.

Introducción

El relleno sedimentario de la cuenca del Duero se caracteriza por una alternancia de sedimentos detríticos fluviales y sedimentos carbonatados de origen lacustre-palustre. Estos últimos aparecen en ocasiones representados por los denominados "páramos calcáreos", que son el resultado del contraste entre los niveles detríticos y los niveles carbonatados, más competentes y resistentes a la erosión. Trabajos recientes como los de Nozal y Montes (2004), Nozal *et al.,* (2006) y Luengo *et al.,* (2006), han contribuido al esclarecimiento de la estratigrafía del sector suroriental de la cuenca. En estos se ha divido el registro mioceno, en tres unidades estratigráficas secuenciales que se han denominado Unidad del Páramo Inferior, Unidad del Páramo Intermedio y Unidad del Páramo Superior.

La edad de las distintas unidades ha sido establecida de forma razonable a partir de la fauna de vertebrados aparecida en distintos yacimientos. A pesar de estas dataciones, existen aun amplios intervalos del registro sedimentario donde no se ha localizado, ni en este sector ni en el resto de la cuenca, ningún yacimiento. La imprecisión en la datación de estas unidades miocenas y la inexistencia hasta el momento de un registro cronológico continuo de la sucesión estratigráfica constituye un problema importante a la hora de realizar estudios que requieran una cuantificación de los procesos sedimentarios y de establecer correlaciones fiables.

Con el fin de establecer una cronología de alta resolución del relleno sedimentario Neógeno de la Cuenca del Duero, se ha realizado el estudio magnetoestratigráfico de diferentes secciones enclavadas en el sector suroriental de dicha cuenca.

Metodología

Se muestrearon ocho perfiles magnetoestratigráficos, que en conjunto y mediante su solape representan la sucesión de depósitos neógenos de mayor potencia aflorante en la Cuenca. Estas secciones han sido denominadas como Piquera de San Esteban (87 estaciones estudiadas en los 144 metros de espesor medidos en la sucesión), Los Valles de Fuentidueña (41 estaciones en 63 metros), Langa I (140 estaciones en 333 metros), Langa II (94 estaciones en 161 metros), Quintanas Rubias (69 estaciones en 108 metros), Alcubilla del Marques (19 estaciones en 37 metros), Inés (57 estaciones en 79 metros) y Torremocha de Ayllón (158 estaciones en 143 metros). En total se muestrearon 665 estaciones en cerca de 1067 metros de serie, lo que representa un

promedio de 1,6 metros por estación. De todas ellas, las dos primeras secciones han sido objeto de una publicación preliminar (Montes *et al.,* 2006).

El estudio de las muestras se llevó a cabo en el laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Ciencias de La Tierra (CSIC). Los análisis consistieron fundamentalmente en la medida de la magnetización remanente natural (MRN) y la desmagnetización progresiva (térmica o por campos alternos) de 1 a 3 muestras por cada estación con el objetivo de aislar las distintas componentes que contribuyen a la MRN.

La desmagnetización térmica se realizó mediante la aplicación de una media de 11 pasos de temperatura, con incrementos variables hasta alcanzar la desmagnetización completa de la MRN. En muestras con baja intensidad de la magnetización, como las margas y calizas blancas de la sección de Langa I se aplicaron incrementos cortos de temperatura a partir de 250ºC (20ºC, 100ºC, 150ºC, 200ºC, 250ºC, 280ºC, 310ºC, 340ºC, 370ºC, 400ºC, 430ºC). En muestras de arcillas rojas con altas intensidades de magnetización, como las de la sección del Alcubilla del Marques, los pasos de temperatura fueron más amplios y la desmagnetización se continuó hasta temperaturas máximas de 650ºC (20ºC, 100ºC, 180ºC, 250ºC, 320ºC, 380ºC, 440ºC, 500ºC, 550ºC, 600ºC, 630ºC, 650ºC). Adicionalmente, una pequeña fracción de muestras carbonatadas que no ofrecían una buena respuesta a la desmagnetización térmica se desmagnetizó mediante campos alternos.

La dirección de la componente característica de cada muestra se obtuvo mediante regresión lineal de los vectores de desmagnetización representados en diagramas de Zijderveld. Para cada muestra se determinó la polaridad magnética mediante el cálculo de la paleolatitud del polo geomagnético virtual (PGV).

Resultados

A partir de la paleolatitud del PGV se ha establecido la secuencia de cambios de polaridad magnética para los distintos perfiles, lo que ha permitido su posterior correlación con la escala de tiempo de polaridad geomagnética (ETPG). Debido a que las posibilidades de correlaciones entre varias de las secciones y la ETPG eran numerosas, para una mayor verosimilitud en los resultados se ha tenido en cuenta la posición relativa de las secciones respecto a las Calizas del Páramo Inferior, las cuales constutuyen un nivel de referencia en la cuenca. Partiendo de estas premisas se deduce que:

La serie de los Valles de Fuentidueña presenta una correlación relativamente sencilla con la ETPG. La presencia de dos largas magnetozonas normales y la posición del yacimiento VF de edad Vallesiense inferior (MN9) (Alberdi *et al.,* 1981) facilitan su correlación con el cron C5n.

Las secciones de Langa I y Langa II presentan un patrón de inversiones lo bastante característico como para permitir una buena correlación con la ETPG. La magnetozona normal N3 situada en la base de la serie de Langa I se correlaciona con el cron C5E y así correlativamente hasta la magnetozona normal N12 correlacionable a su vez al cron C5ABn. Por su parte en la sección próxima de Langa II encontramos en la base dos magnetozonas normales (N9 y N10) que pueden ser correlacionadas respectivamente a los Crones C5ADn y C5ACn. A techo de esta las dos pequeñas magnetozonas normales N12 y N13 pueden correlacionarse con los subcrones normales del cron C5Ar.

La serie de Piqueras de San Esteban cuenta para su correlación con la presencia del yacimiento PQ, situado en un canal conglomerático y atribuido a la biozona MN 7 (en la práctica MN 7-8) (Mazo y Jordá, 1994). Por encima del yacimiento encontramos

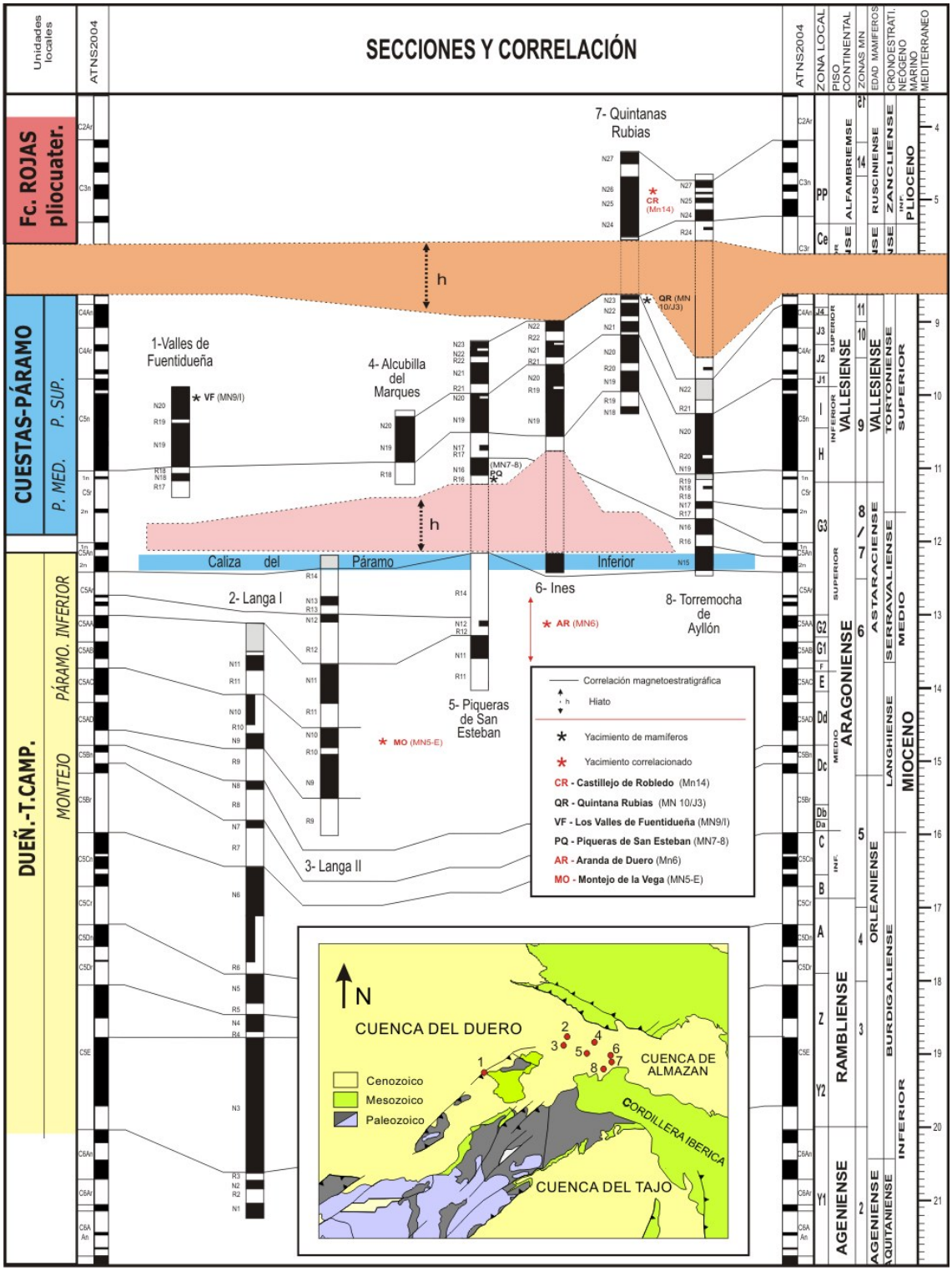


Figura1- Correlación magnetoestratigráfica entre las secciones de la cuenca del Duero y la ETPG (Lourens *et al.*, 2004).

magnetozonas normales, la inferior de todas ellas N16 debería, por tanto, correlacionarse con el cron C5r.2n o con el cron C5An.1n y el conjunto superior N19 y N20 debería correlacionarse con el característico cron normal del Vallesiense inferior C5n. Por debajo del yacimiento la gran magnetozona inversa constituida por el conjunto R12-R14 sugiere una correlación con el cron C5Ar, aunque su analogía con la ETPG, es en general menos fiable.

Las correlaciones entre ésta y las series de Inés, Alcubilla del Marques y la parte inferior de Quintanas Rubias es relativamente sencilla teniendo en cuenta sus patrones de inversiones. Sin embargo, estos patrones, sobre todo en su parte superior, no reproducen fielmente las magnetozonas de la ETPG. Por ello se hace necesario tener en cuenta el yacimiento antes mencionado PQ y el situado en la sección de Quintanas Rubias QR (MN 10/J3), que limitan los patrones de inversión de estas cuatro secciones entre la parte inferior y superior del Vallesiense. Por ello, las magnetozonas normales N19 y N20 de estas secciones deben correlacionarse con el largo cron normal C5n.

Este intervalo temporal aparece mejor representado en la columna de Torremocha de Ayllón, donde su correlación con la ETPG ena Las dos magnetozonas normales N15 y N16 las correlacionamos con los dos subcrones normales del cron C5An, la magnetozona inversa con dos pequeños normales serían equivalentes al cron C5Ar y la siguiente gran magnetozona normal, equivalente a cron C5n.

Por último y debido a la necesaria correlación del techo de las series de Quintanas Rubias y Torremocha de Ayllón con el yacimiento próximo CR (MN14), se deduce la necesaria existencia de un hiato en ambas secciones. Debido al estrecho margen temporal que marca el yacimiento las posibilidades de correlación son reducidas, siendo la más factible la que se presenta en la figura 1.

Conclusiones

A falta de la verificación de estas correlaciones mediante un trabajo de estratigrafía regional y correlación cartográfica, y admitiendo la hipótesis de correlación más verosímiles representadas en la figura 1, el registro sedimentario del SE de la cuenca del Duero se extiende desde el cron C6An al cron C2Ar. Esto representaría ~16,5 Ma desde el Mioceno inferior hasta el Plioceno Inferior (Rusciniense).

Por otra parte, se postula la necesidad de dos hiatos mayores dentro de la sucesión. Uno que solo aparece en algunas de las secciones estudiadas y que abarca, en su mayor intervalo, ~290 Ka dentro del Aragoniense superior y otro de mayor envergadura (~3 Ma) que comprende la mayor parte del Turoliense.

Agradecimientos

Al IGME, por financiar este trabajo por medio del proyecto GEODE y de la beca de Tesis Doctoral del primer autor. Así mismo, al Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Ciencias de la Tierra “Jaume Almera” (UB-CSIC), donde se han realizado los análisis instrumentales.

Referencias

Alberdi, M. T.; López, N.; Morales, J.; Sesé, C y Soria, D. (1981): Bioestratigrafía y biogeografía de la fauna de mamíferos de Los Valles de Fuentidueña (Segovia). Estudios Geológicos 37: 503-511.

Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Shackleton, N.J., Laskar, J. y Wilson, D. (2004): Orbital tuning calibrations and conversions for the Neogene Period (ATNTS2204). En: F.M. Gradstein, J.G. Ogg and A.G. Smith, Editors, Geologic Time Scale 2004, Cambridge University Press (2004), pp. 409–440.

Luengo, J., Nozal, F., Montes, M. y López Olmedo, F. (2006): Estratigrafía de los depósitos cenozoicos al sur del Anticlinal de Honrubia-Pradales. Geo-Temas 7.

Mazo, A. V. y Jordá Pardo, J. F. (1994): Los Proboscideos Neógenos de Piquera de San Esteban (Cuenca del Duero, Soria). Implicaciones bioestratigráficas. Estudios Geológicos 50: 239-245.

Montes, M., Beamud B., Garcés, M., Nozal F., López-Olmedo, F. y Luengo, J. (2006): Datos preliminares de la magnetoestratigrafía del sureste de la Cuenca del Duero. Geo-Temas, 9: 177-181.

Nozal, F., Montes, M., López Olmedo, F. y Luengo, J. (2006): Los tres “paramos” del SE de la Cuenca del Duero y su cronoestratigrafía. Geo-Temas 7.

Nozal, F. y Montes, M. (2004): La secuencia del Páramo Inferior en el borde norte del Anticlinal de Honrubia (Mioceno del SE de la Cuenca del Duero). Geo-Temas 6(2): 103-106.

A new middle-late Eocene marine chronostratigraphy from the Eastern Ebro Basin

E Costa*, M. Garcés*, M. López-Blanco*, J. Serra-Kiel*, G. Bernaola**, L. Cabrera*, E. Beamud**, J. Fernández-Cobo*

(*)Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, 08028-Barcelona, Spain. *mgarces@ub.edu*

(**)Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencia y Tecnología. UPV/EHU Apartado de Correos 644, 48080-Bilbao, Spain.

After the pioneering work of Burbank et al. (1992a), a number of magnetostratigraphic studies spanning the middle-late Eocene record of the eastern Ebro Basin have been performed during the 1990's (Vergés et al., 1996; Taberner et al., 1999). The magnetostratigraphic correlations presented in these studies, however, were rarely built on the basis of the best match of the reversal pattern with the geomagnetic polarity time scale. On the contrary, priority was given to the presumed Bartonian age of the foraminiferal assemblages of the top marine units, and correlations were forced in accordance with this biochronological constrain. Some of these results were the basis for an integrated chronostratigraphic framework used to calibrate the larger foraminifer biozonation (Shallow Benthic Zones, SBZ) (Serra-Kiel et al., 1998; Serra-Kiel et al., 2003a; 2003b).

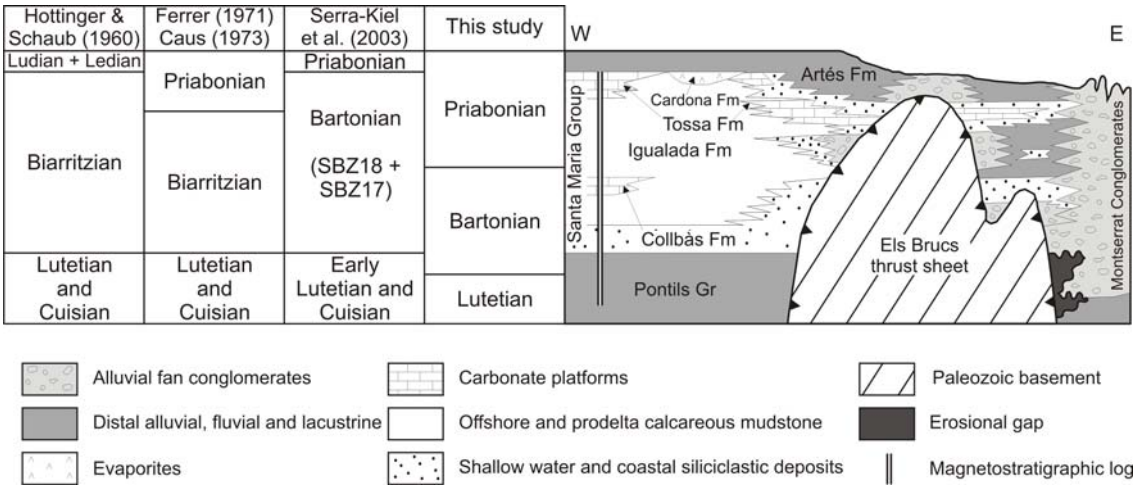


Figure 1: Chronostratigraphy of the middle-late Eocene record of the Eastern Ebro Basin in the Igualada-Montserrat area. Right: Correspondence with formal stages based on the literature and proposed in this study.

Weakness of the currently accepted middle-late Eocene chronostratigraphy of the Ebro Basin was recently revealed by the presence of calcareous nannofossils assemblages of Priabonian age in the upper units of the Santa Maria Group (Cascella and Dinarès-Turell, 2009), in agreement with earlier findings of Ferrer (1971). In support of this scenario, a recent magnetostratigraphic study has independently shown that the marine-continental transition took place in chron C16n.2n, during the Priabonian (Costa et al, 2010). All these new findings strongly demand a revision of the chronostratigraphyc scheme and earlier published magnetostratigraphic correlations.

The goal of this work is to reconcile the new and old data of the eastern Ebro Basin into a new chronostratigraphic scheme. To achieve this, a new integrated biomagnetostratigraphic study of the Eocene marine units in the Igualada, including data of calcareous nannofossils and shallow benthic foraminifera. The studied record in Igualada area consists of a 2000-m-thick transgressive-regressive sequence divided into three units: a lower continental unit (the Pontils Group), a middle marine unit (the Santa Maria Group, "Terminal Complex" and Cardona Formation) and an upper continental sequence (the Artés Formation) (Fig. 1). The results provide a revised chronology of these stratigraphic units, and a new calibration of the Late Eocene marine standard biozonation. The Igualada and Tossa Fms, formerly interpreted as Bartonian according to their faunal content (Serra-Kiel et al., 2003b), are now correlated with the early Priabonian. Consequently, foramineferal assemblages of the SBZ18 no longer represent the upper Bartonian, but the early Priabonian.

Integration of our results with earlier studies from the Vic area was helped by a new magnetostratigraphic study focused on the marine units along the southern flank of the Bellmunt anticline. The resulting magnetostratigraphy-based chronology allows establishing a reliable time frame of the middle-upper Eocene marine record of the eastern Ebro Basin.

References

Burbank, D.W., Puigdefabregas, C. & Muñoz, J.A. (1992) The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, northeast Spain. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 1101-1120.

Cascella, A. & Dinarès-Turell, J. (2009) Integrated calcareous nannofossil biostratigraphy and magnetostratigraphy from the uppermost marine Eocene deposits of the southeastern pyrenean foreland basin: evidences for marine Priabonian deposition. Geologica Acta, 7, 281-296.

Caus, E., (1975). Bioestratigrafía del Eoceno medio y superior del Prepirineo catalán. Revista Española de Micropaleontología, 7(2), 297-316.

Costa, E., Garcés, M, López-Blanco, M., Beamud, E., Gómez-Paccard, M., Larrasoaña, J.C. (2010) Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland Basin (NE Spain): magnetochronological constraints. *Basin Research*. doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00452.x.

Ferrer, J., (1971). El Paleoceno y Eoceno del borde suroriental de la Depresión del Ebro (Cataluña). Mémoires suisses de Paléontologie, 90, 70 pp.

Hottinger, L., Schaub, H., (1960). Zur Stufeneintelung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien. Eclogae geologicae Helvetiae, 53, 453-480.

Serra-Kiel, J., Mató, E., Saula, E., Travé, A., Ferràndez-Cañadell, C., Àlvarez-Pérez, G., Busquets, P., Samsó, J.M., Tosquella, J., Franquès, J., Romero, J. & Barnolas, A. (2003a) An inventory of the marine and transitional middle/upper Eocene deposits of the Southeastern Pyrenean foreland basin (NE Spain). Geologica Acta, 1, 201-229.

Serra-Kiel, J., Travé, A., Mató, E., Saula, E., Ferràndez-Cañadell, C., Busquets, P., Tosquella, J. & Vergés, J. (2003b) Marine and transitional Middle/Upper Eocene units of the southeastern Pyrenean foreland basin (NE Spain). Geologica Acta, 1, 177-200.

Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferràndez, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J., Zakrevskaya, E. (1998) Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. Bulletin de la Societé geològiques de France, 169, 281-299.

Taberner, C., Dinarès-Turell, J., Giménez, J. & Docherty, C. (1999) Basin infill architecture and evolution from magnetostratigraphic cross-basin correlations in the southeastern Pyrenean foreland basin. *Geological Society of America Bulletin*, 111: 1155-1174.

Vergés, J. & Burbank, D.W. (1996) Eocene-Oligocene thrusting and basin configuration in the eastern and central Pyrenees (Spain). En: Friend, P.F. & Dabrio, C.J. (Eds.), *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics.* Cambridge University Press, Cambridge, pp. 120-133.

Descripción y análisis de una remagnetización regional en el Alto Atlas Marroquí. Implicaciones en la evolución de las paleocuencas mesozoicas

J.J. Villalaín(*), A.M. Casas(**), V.C. Ruiz-Martínez(***), H. El Ouardi (****), A. Mahmoudi (****), B. Moussaid (*) y M.F. Bógalo (*)

(*) Departamento de Fisica, Universidad de Burgos, Burgos, Spain, villa@ubu.es
(**)Departamento de Geologia, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, Spain.
(***)Dep. de Geofísica, Universidad Complutense, Madrid, Spain.
(****)Departement de Geologie, Moulay Isail University, Meknes, Morocco.

En los últimos años nuestro grupo ha venido desarrollando una serie de estudios paleomagnéticos sobre las remagnetizaciones cretácicas que se observan sistemáticamente en las cuencas mesozoicas invertidas de la placa Ibérica (Villalaín et al., 2003; Soto et al., 2008; Casas et al., 2009). En estos trabajos se han podido datar las remagnetizaciones y se ha propuesto un método para determinar la geometría preinversión de estas cuencas sedimentarias a partir de las direcciones de la imanación secundaria. Estudios anteriores habían sugerido que estas remagnetizaciones correspondían a un evento único a escala de la Cordillera Ibérica (Moreau et al., 1992) o incluso de la Placa Ibérica (Juárez et al., 1998). Recientemente Gong et al. (2009) sugiere que las remagentizaciones se producen en el contexto de cada cuenca sedimentaria. Para intentar arrojar luz sobre esta discusión y probar la técnica de reconstrucción de cuencas fuera de la placa Ibérica hemos comenzado a desarrollar un programa de estudios paleomagnéticos en las unidades sedimentarias syn-rift de las cuencas mesozoicas extensionales invertidas del Alto Atlas Marroquí. En esta comunicación presentamos los resultados preliminares de un primer estudio piloto realizado sobre 45 estaciones de muestreo distribuidas a lo largo de dos perfiles que cortan transversalmente estas cuencas. Estos perfiles son perpendiculares a las principales estructuras de la cadena incluyendo los cuerpos intrusivos de gabros y sus estructuras asociadas.

Se han estudiado calizas, margocalizas y margas negras de edad Jurásico medio-inferior. Las propiedades magnéticas de estas muestras se mantienen regulares a lo largo de los perfiles. La intensidad de la NRM es muy alta (2-80 mA/m). La desmagnetización térmica muestra que, después de eliminar una componente viscosa, la NRM está formada por una única componente estable con temperaturas máximas de desbloqueo comprendidas entre 450ºC y 475ºC y sistemática polaridad normal. La desmagnetización por campos alternos de esta componente muestra un espectro de coercitividades comprendido entre 20 y 100 mT. Los parámetros de histéresis se ajustan con una combinación de granos en estado mono-dominio y superparamagnéticos, característico de calizas remagnetizadas. Estas propiedades son muy similares a las que presentan las remagnetizaciones observadas en calizas de las cuencas mesozoicas invertidas de Iberia.

Se han efectuado varios test de pliegue en diferentes estructuras. Sus resultados indican que la remagnetización se adquirió antes de los pliegues compresivos de pequeña escala, pero presenta una adquisición sin-tectónica en los pliegues extensionales que han sido posteriormente reactivados durante la inversión de las cuencas. Puesto que la remagnetización es previa a la inversión de las cuencas, podemos calcular los buzamientos de las capas en el momento de la adquisición de la magnetización y, por tanto, determinar la geometría de la cuenca en su fase extensional mediante las técnicas descritas en Villalaín et al. (2003), Soto et al. (2008), Casas et al. (2009). Por otra parte, la remagnetización predata las estructuras relacionadas con la exhumación de los gabros, indicando que la remagnetización se adquirió entre el emplazamiento de los cuerpos de gabro y la inversión terciaria.

Referencias

Casas, A.M. , J.J. Villalaín, R. Soto , A. Gil-Imaz, P. del Río, G. Fernández (2009). Multidisciplinary approach to an extensional syncline model for the Mesozoic Cameros Basin (N Spain). *Tectonophysics* 470, 3–20

Gong, Z., van Hinsbergen, D.J.J., Dekkers, M.J., (2009). Diachronous pervasive remagnetization in northern Iberian basins during Cretaceous rotation and extension. *Earth and Planetary Science Letters* 284 (3–4), 292–301.

Juárez, T.; Lowrie, W.; Osete, M.L. y G. Meléndez. (1998). Evidence of widespread Cretaceous remagnetisation in the Iberian Range and its relation with the rotation of Iberia. *Earth and Planetary Science Letters* 160: 729-743.

Moreau, M.G., Canérot, J., y Malod, J. (1992). Paleomagnetic study of Mesozoic sediments from the Iberian Chain (Spain) Suggestions for Barremian remagnetization and implications for the rotation of Iberia. *Bull. Soc. Géol. Fr*., t. 163 (4): 393-402.

Soto, R. , J.J. Villalaín , A. M. Casas (2008). Remagnetizations as a tool to analyze the tectonic history of inverted sedimentary basins: A case study from the Basque-Cantabrian basin (north Spain). *Tectonics*, Vol. 27, TC1017, 1-16,

Villalaín, J.J.; G. Fernández-González, A. M. Casas, A. Gil-Imaz. (2003). Evidence of a Cretaceous remagnetization in the Cameros Basin (North Spain): implications for basin geometry. *Tectonophysics* , 377: 101-117.

La restitución de la estructura extensiva del macizo del Cotiella: integración con datos paleomagnéticos.

Berta López (*), Miguel Garcés (**), Elisabet Beamud (***), Josep Antón Muñoz (*), Jesus García-Senz (****)

(*) Dept. Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, UB,, autorprincipal@xx.es.
(**) Dept. Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Facultat de Geologia, UB.
(***) Laboratori de Paleomagnetisme, Seveis Cientificotècnics Universitat de Barcelona
(****)Instituto Geológico y Minero de España

El macizo del Cotiella, situado en los Pirineos meridionales, constituye un ejemplo de campo excepcional de un sistema de fallas lístricas extensivas de edad Coniaciense – Santoniense Inferior, que se formaron por el colapse gravitacional de los sedimentos de la plataforma por encima de las arcillas y yesos del Triásico Superior durante la apertura del Atlántico Central (García-Senz, 2002 y Mc. Clay et al, 2004). Estas fallas fueron invertidas durante el Santoniense Superior – Maastrichtiense y durante el Eoceno – Paleoceno, cuando se transportaron 20km hacia el sur. La inversión tectónica dio lugar a la verticalización de los estratos de crecimiento presentes en el bloque superior de las fallas extensivas lístricas y a la formación de unos pliegues, posteriores al Eoceno, de dirección NNE – SSW con los ejes subhorizontales que generaron rotaciones con un eje vertical de cómo máximo 40º y se superponen a la estructura extensiva, complicando su restitución. No obstante, la geometría extensiva de las fallas lístricas, de los estratos de crecimiento y de las estructuras sintectónicas (roll-overs) está muy bien preservada. La restitución de la estructura extensiva es fundamental para definir un modelo evolutivo de la cuenca del Cotiella.

El objetivo principal de esta comunicación es el de integrar datos paleomagnéticos en el modelo para precisar mejor la restitución de la estructura extensiva. Para ello se han utilizado los datos presentados en un estudio previo (Garcés et al., 2005), que están constituidos por un total de 18 estaciones ubicadas en la zona oriental de la cuenca del Cotiella, con 11 estaciones situadas en el bloque superior del cabalgamiento del Cotiella y 7 en el bloque inferior. Se han recolectado y analizado un total de 16 nuevas estaciones para cubrir la zona occidental de la cuenca del Cotiella, con 18 estaciones situadas en el bloque superior y 4 en el inferior. Los materiales analizados del bloque superior del cabalgamiento del Cotiella están constituidos por calizas (Formación Aguasalenz) y calcarenitas ferruginosas (Formación Maciños del Cotiella) de edad Coniaciense – Santoniense Inferior, que se depositaron durante la fase extensiva de la falla del Cotiella. Los materiales del bloque inferior están constituidos por brechas de Campo y turbiditas que están fosilizando la inversión de la falla del Cotiella durante el Santoniense Superior – Maastrichtiense.

En estudios previos (Garcés et al., 2003, 2005) ya se constató que las brechas de Campo presentan una magnetización temprana, con un test del pliegue positivo, mostrando una rotación con un eje vertical de 40º, que coincide con las rotaciones calculadas para rocas eocenas más jóvenes situadas en el sur. Las calizas de Aguasalenz, infrayacentes a la Brecha de Campo, presentan dos remagnetizaciones

de polaridades opuestas cuyo origen se relaciona con diferentes contextos diagénéticos. La edad de esta magnetización en relación a la evolución estructural del macizo se obtiene a través del test del pliegue, que indica que la magnetización de Aguasalenz es posterior al basculamiento extensivo de las capas, pero anterior a la inversión tectónica de la falla del Cotiella durante el Santoniense Superior – Maastrichtiense. Desplegando los vectores magnéticos, se obtendrán los vectores necesarios para restituir la estructura de la cuenca del Cotiella en el Santoniense Superior – Maastrichtiense, facilitando así la restitución de la estructura extensiva.

Referencias

García-Senz, J. (2002): Cuencas extensivas del Cretácico inferior en los Pirineos centrales, formación y subsecuente inversión. Ph.D. thesis: Barcelona, Spain, University of Barcelona, 310 pp.

Garcés, M.; García-Senz, J.; Muñoz, J.A. (2003). Timing and causes of pervasive secondary CRM in the Cotiella Massif (South Central Pyrenees). European Geophysical Society XXVIII General Assembly, Nice, FRANCE

Garcés,M; García-Senz, J; Muñoz J.A.; Beamud, E. (2005). Shallow and deep burial remagnetisations in the Cotiella Massif (Late Cretaceous, South-Central Pyrenees): insights from rock magnetic properties. European Geosciencies Union General Assembly, Vienna, AUSTRIA.

McClay, K., Muñoz, J.A., and García-Senz, J. (2004): Extensional salt tectonics in a contractional orogen: A newly identified tectonic event in the Spanish Pyrenees. Geology; September 2004; v. 32; no. 9; p. 737-740

CT 3D scanning of analog models with paleomagnetic vectors; a tool to understand complexly folded structures

M.J. Ramón (1), E.L. Pueyo (1), J.L. Briz (2), A. Pocovi (3), J.C. Ciria (2), L.H. Ros (4)

(1) Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Zaragoza, Spain.
(2) Computer Science and Engineering Systems Department, Zaragoza University, Spain
(3) Earth Sciences Department, Zaragoza University, Spain
(4) Radiology Department, Royo Villanova Hospital, Zaragoza

Any kind of geological simulations (paper, cardboard, fabric or plasticine models) and the more sophisticated analog modeling conceptually illustrate structures at the laboratory scale. They are useful to determine the key variables controlling the geometry and kinematics of geological structures (Hubbert, 1937; Ramberg, 1981).

The development of the X-Ray Computer Tomography (CT) has been useful not only for medical applications but as well in geology (Carlson, 2006). X-Ray CT can be used to scan simulations of complexly folded lineations in order to obtain conceptual models based on a large number of data (which is the strongest limitation of natural examples due to the scarcity of underground information and surface data).

Paleomagnetism is a lineation that can be of great help in 3D understanding of complex geometries since is the only feasible structural marker that can be undoubtedly known in both the deformed and the non-deformed stages. Therefore the combination of the paleomagnetic vector and the bedding planes (or volumes) is a powerful and reliable 3D reference system to be used in 3D reconstruction and restoration techniques, although it has been very little explored.

X-Ray Computer Tomography principles. Materials and reology

X-Ray CT is a technique that uses x-ray to get cross-section images of the scanned target. CT is sensitive to material properties like density or composition.

Simple fabric simulations can be very useful to acquire realistic 3D models formed under flexural conditions, that means that are globally developable in terms of Lisle (1992), total volume and area is preserved although it can be locally deformed.

EVA plates (Ethylene Vinyl Acetate also known as expanded rubber or foam rubber) allow almost any kind of flexural deformation and have enough radiologic contrast. This versatile material had been used to simulate the bedding planes.

Many different kind of materials have been used to simulated reference lineations: plastics and metallic networks, strings and ropes even fabrics with linear relieves. However in most cases the radiologic contrast was not enough (fabrics). On the other hand, the use of specific layers to simulate the lineation has mechanical consequences; in case of plastic networks implies a detachment with the underlying neoprene and do not allow quantifying the effect of deformation on the lineation itself. For solid linear elements the change of the reology has also consequences in the final

geometry. For these reasons we decided to use highly absorbing X ray inks, liquids and paints. A wide variety of materials were used to this purpose, all of them having high electrical conductivity like graphite, golden and silver inks, aluminum paints, different kind of glitters (Fig. 1). Among them, the minium (red tetraoxide lead) was by far the most successful material since it display a sharp radiologic signal without serious dazzle interferences in the radiogram.

To complete a real 3D reference system we need to simulate a secondary reference system, which will allow us to accurately monitor internal deformation in 3D. Therefore we have drawn this orthogonal net of lines with a distinct radiologic signal. The variation of mesh sizes between 0.5 and 2 mm together with the variation of the proportion of minium (or ferric ink) during the screen painting has been also very useful for both, the accuracy of the reference system and the distinction between the primary (paleomagnetic) and secondary (meridian) systems.

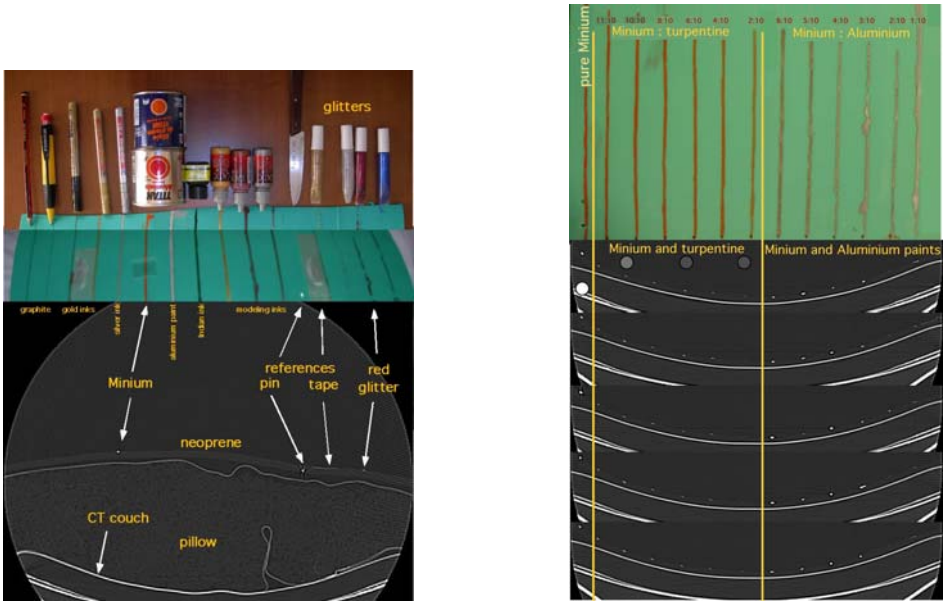


Figure1. *CT scanning of different kind of linear elements (A) and proportions of minium (B) for the second reference.*

Analog model based on a natural conical structure

An analog model inspired in the westernmost termination of the Pyrenean basal thrust (San Marzal conical fold) has been built The San Marzal closure was simulated considering the thickness of the pre-Campodarbe sequence (four layers of stuck EVA FOAM with a total thickness of 2 cm and a surface of 0,3 m^2 [60 cm x 50 cm]), the paleomagnetic field was simulated as a net of parallel lines (2 cm spaced). According to paleomagnetic data, about 50° clockwise rotation was imparted to the northern flank.

For this model, the variables selected in the CT-scanner to optimize the digital reconstruction were: 1) Axial exploration with the minimum thickness of 1 mm. 2) Spacing of the slices of 2 cm (enough for the desired resolution). 3) High resolution Thorax Protocol with an energy value of 120 kV and low intensity of 180 mA to avoid the gantry warming. 4) Lung visualization model to properly see the images.

Figure 2: San Marzal Simulation

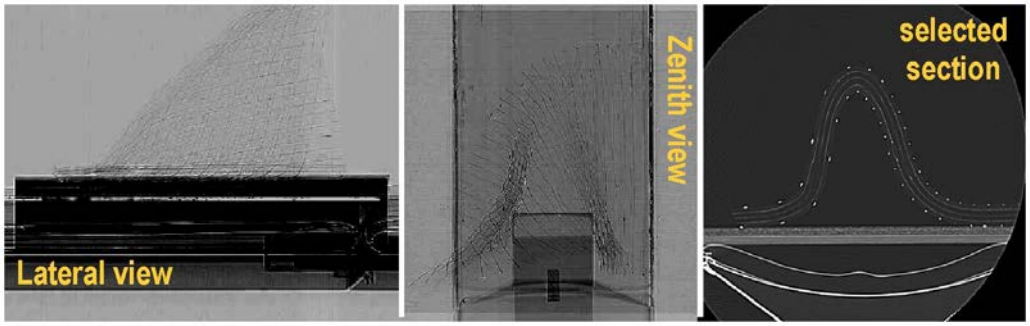


Figure 3. San Marzal model radiograms, displaying the paleomagnetic meridian lines.

Processing of data and 3D reconstruction

Digital Imaging and Communications in Medicine (DICOM) is the communication protocol used by the scanner. It includes a complete heading allowing for an accurate location of the different CT sections (orientation, location, spacing, etc…), which in turn gives the possibility of geo-reference our model and allows implementing the radiograms as seismic sections in most 3D reconstruction software packages, like gOcad, the one we have used.

Since the spacing and number of radiograms can be very dense, 3D reconstructions can attain a high level of reliability (much larger than most natural cases). Besides the projection of the "orthophoto" over the model surface can help to double-check the quality of the reconstruction, especially the precision of the paleomagnetic vectors.

Once the reconstruction of the volume is done it is possible to quantify the deformation. The volume is divided in tetrahedra where nodes are the crossing points of both lineations. For each cell the deformation ellipsoid is computed and compared with the undeformed stage (Fig. 5).

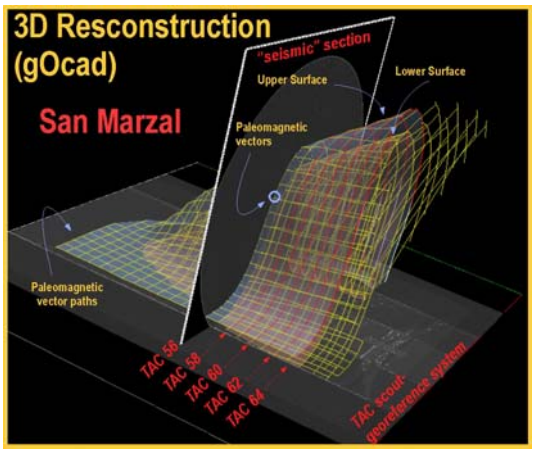


Figure 4. San Marzal 3D reconstruction (gOcad)

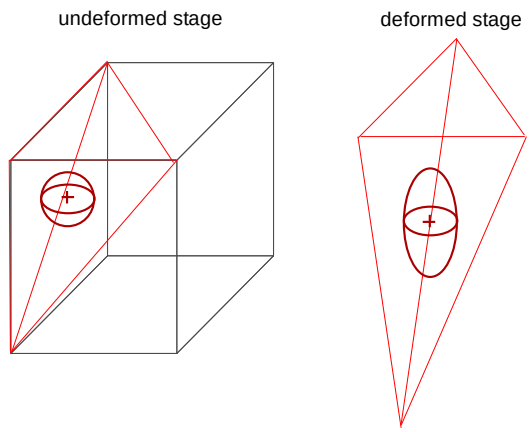


Figure 5. Calculation of the expected deformation ellipsoid

Conclusions

CT scanning of analog models is a powerful tool focused in understanding complexly folded lineations and flexural geometries.

CT scan models are well known in both, the deformed and undeformed stages: 1) The initial and final volume, areas and lengths are controlled in detail. 2) The distribution of deformation tensor can be known in 3D. 3) The expected orientation of any linear element can be known as well. 4) Deformation mechanism can be reproduced depending on the scaling and the reology of the materials used in the model.

CT models can be designed to achieve a high level of accuracy (i.e. spacing of radiologic sections) but we can use partial or biased information to check the reliability of automatic reconstruction methods. In the same way, CT models also allow checking the validity of any 3D restoration methods (Ramón et. al, in prep) since the geometry and kinematics of the model is perfectly known and the geometry of the undeformed stage (including the lineation reference systems) is also fixed.

Acknowledgements. *Research financed by the projects 3DR3 (PI165/09 Aragonian Government) and the Pmag3Drest (CGL2009-14214-BTE-MICINN). MJR holds a Contract from the project CGL2006-22189-BTE.*

References

Carlson, W. D., 2006. Three-dimensional imaging of earth and planetary materials. Earth and Planetary Science Letters 249 (2006) 133–147

Hubbert, M. K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. Geol. Soc. Amer. Bull., 48, 1459-1520.

Lisle, R., 1992. Constant bed-length folding: three-dimensional geometrical implications. Journal of Structural Geology, 14 (2), 245-252.

Ramberg, H., 1981. Gravity, Deformation, and the Earth's Crust in Theory, Experiments and Geological Applications. 2nd Edition Academic-Press, London, New York.

Ramón, M.J., E.L. Pueyo, L.H. Ros, J.L. Briz, A. Pocovi, J.C. Ciria, (in prep). CT 3D scanning of analog models of complexly folded lineations

Ramón, M.J., E.L. Pueyo, J.L. Briz, A. Pocovi, J.C. Ciria, L.H. Ros, (in prep). Flexural unfolding in 3D by using paleomagnetic vectors

Paleomagnetic errors caused by the geometry of deformation: types and detection techniques

E. L. Pueyo (1), B. Oliva (2), M.J. Ramón (1), A. Rodríguez (1-2), T. Mochales (1)

(1) Oficina de Proyectos de Zaragoza. Instituto Geológico y Minero de España. unaim@igme.es
(2) Geodinámica Interna. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza.

Paleomagnetism has been used to detect absolute magnitudes of rotation (Vertical Axis Rotations; VARs) at the Fold and Thrust Belt (FTB) scale since the earlier 60s (Norris and Black, 1961). In contrast to other structural indicators, the difference between the paleomagnetic declination in the hanging wall and the footwall (or the stable part of the plate for the same age) is the absolute magnitude of the VAR. VARs in FTBs are most commonly related to differential displacement of thrust sheets (McCaig & McClelland, 1992; Allerton, 1998; Pueyo et al., 2004) and are reported in all fold-thrust belts around the World. Paleomagnetic studies at the FTB scale have shed light on orogenic kinematics allowing for the characterization of punctual rotation magnitudes and their lateral variations along-strike (v.g. caused by oblique ramps). It also allow achieving the rotation velocity of thrusts (in case of syntectonic sedimentation) and the location of the pivot points responsible for the rotational movement (and subseuquent shortening estimate correction). Besides some detailed paleomagnetic analysis performed in isolated structures has allowed to understand complex geometries such as conical folds, plunging folds, fold closures or superposed folding. In case of partial and syntectonic remagnetizations (truly snapshots of the deformation history), we can unravel different rotational movements (v.g. cover and basement thrusts), as well as the reconstruction of basin or thrust geometries for the time of the remagnetization. In summary, the paleomagnetic vectors together with the bedding planes represent a real 3D reference system that relates the deformed and undeformed stages allowing for a truly 3D understanding of the evolution of fold and thrust belts to be achieved.

However paleomagnetic data are sometimes ignored or misinterpreted by structural geologists. This is partially due to the misunderstanding of the complex processing of paleomagnetic data together with the meaningless interpretations proposed by some paleomagnetists as well as the suspicion of non-resolution of the method. This contribution analyzes the inherent paleomagnetic assumptions in the study of fold and thrust belts and the different sources of error that can obscure and reduce its potential as a valuable kinematics indicator.

Paleomagnetic assumptions and sources of error.

In ideal conditions (perfect record of the paleomagnetic field direction and stable behavior along time), paleomagnetic record could behave as an exact paleo-reference indicator. However paleomagnetic vectors are biased by numerous sources of scattering; low-quality primary record, natural scattering (ie. secular variation), delaying time-gap during acquisition, poor magnetic stability along the time, magnetic shallowing caused by sedimentary or tectonic load, several sources of instrumental limitations (incomplete cleaning, inability of isolation of components, creation of

laboratory noise, etc…), incorrect restoration of data, etc…. (Pueyo, 2010). Here, an analysis of the implicit assumptions in paleomagnetic studies of fold and thrust belts reveals three possible sources of error with an intrinsic structural (geometric) control.

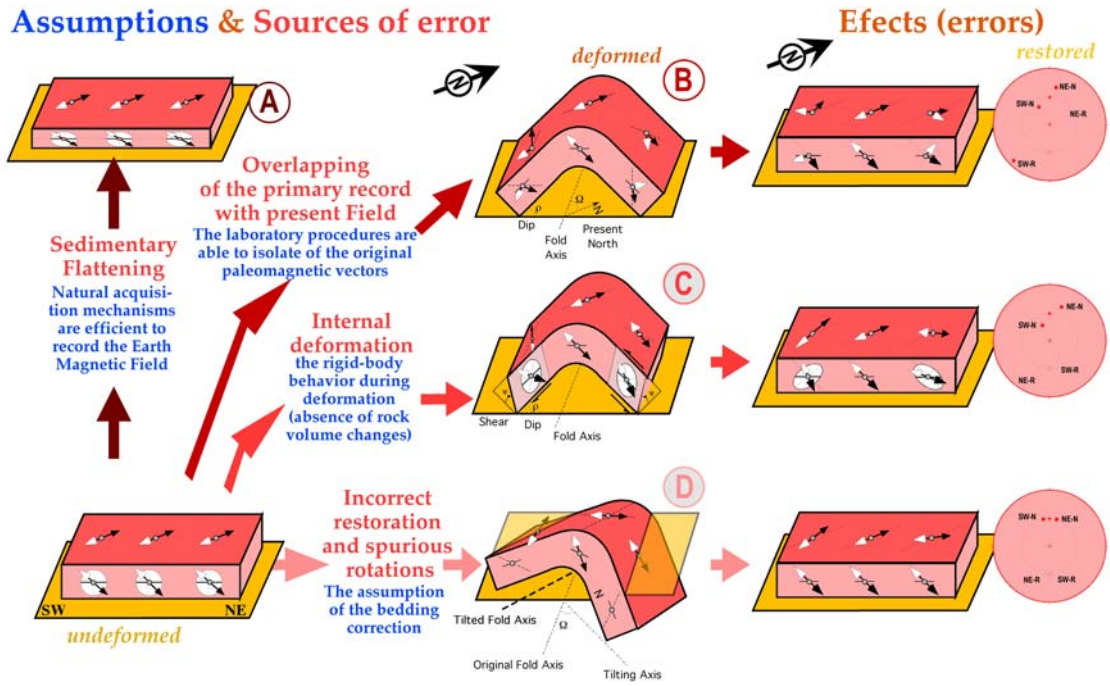


Figure 1 Errors in paleomagnetic analysis A) Sedimentary flattening error. B) Structural control and modeled errors on overlapped paleomagnetic directions; the original vector has been overlapped with the present geomagnetic field, both vectors have the same intensity. C) Structural control on internally deformed paleomagnetic directions. D) Structural control on the magnitude of angular errors (declination) in incorrectly restored paleomagnetic directions. A plunging fold derived from an oblique tilting of a previous horizontal axis has been restored by the simple bedding correction.

Assumption 1) *The laboratory procedures are able to completely isolate the original paleomagnetic vectors* (Halls, 1978). When this fails (Fig. 1B), the subsequent overlapped paleomagnetic directions (eg. primary record and a younger overprint) will display both declination and inclination errors, that will be controlled by the fold axis orientation (obliquity respect to the primary field), the degree of flank rotation (dip), the primary magnetic polarity as well as the degree of vector overlapping (intensity ratio). More recently, an exhaustive and quantitative description of expected errors has been devoted to this important issue (Rodríguez et al., 2010). This important error source is finally understood and can be easily detected and corrected in databases.

Assumption 2) *The rigid-body behavior during deformation and the absence of rock volume changes.* When the rock volume undergoes active internal deformation during folding or shearing (simple and pure shear), the deformed paleomagnetic vectors will display again declination and inclination errors (Fig. 1C), but both polarities will behave similarly. In this case the errors will depend on the relation between the primary field orientation and the deformation tensor (controlled by the fold geometry), which in fact, can be reduced to the orientation and magnitude of the shear in most cases. This problem has been largely considered in paleomagnetic investigations (Lowrie et al., 1986) but a quantitative and exhaustive approach to the problem is still to be done.

Assumption 3) *The bedding correction is able to restore the bedding-vector couple to the ancient (paleo)geographical reference system.* This restoration may fail in complex deformation scenarios affected by non-coaxial or inclined axes of deformation (conical, plunging, forced folds, etc…) (*MacDonald, 1980; Pueyo et al., 2003*). Here, only the paleomagnetic declination will show deviations (spurious rotations) that will be a function of the obliquity of the folding axes as well as their magnitudes (ie, degree of limb rotation for the original fold and amount of secondary tilting). Many quantitative research has been done in this topic during the last years (*Sellés-Martínez, 1988; Stewart, 1995; Pueyo et al., 2003)* but a numerical control is still necessary to rapidly evaluate this error when processing large datasets.

All these errors may cause severe problems in the, so-called, stability tests: all three sources of error will change the result of the fold test follow-on a false synfolding magnetization that may display also an artificial oroclinal bending of the dataset. A fictitious negative reversal test may be derived from the overlapping of vectors (very severe) and the non-rigid-body behavior of the rock volume (internal deformation). All these sources of error reduce the reliability of paleomagnetic data.

Detection techniques.

The inclination versus dip (ID) diagram: Both variables should be independent if the aforementioned assumptions are valid. However, two error types with a structural control (B and C) will exhibit inclination-dip relationships. The performance of this diagram along a section of sites perpendicular to a fold axis, will easily discard both situations. Internal deformation of the rock volume (error type C) will produce a distinctive signal depending on the fold flank position (both polarities will undergo the same deflection). On contrary, in the folded and overlapped components (error type B), the inclination error in each polarity will be different for the same structural position and different positions in the fold geometry will cause different inclination errors for a given polarity (Rodriguez et al., 2010).

The declination *versus* strike (DS) diagram: All structurally controlled errors (B, C and D) will induce trends in this diagram. As in the inclination, the declination error of an overlapped direction (type B) will depend on the structural variables (fold axis geometry), the degree of overlapping and the magnetic polarity. Similar relations will be found with deformed vectors (type C) where the deformation tensor will play a key role. In contrast with the ID diagram, the incorrectly restored (bedding corrected) vectors will be reveal in this diagram. The problem of the DS diagram is the existence of real VARs that can mask the detection of errors. Therefore better sensitivity identifying errors will be achieved by combining the ID and DS diagrams

The fold test: The fold test (see overview by Weil and Van der Voo, 2002) provides a fundamental tool for paleomagnetic data analysis (Van der Voo, 1990). Basically, the fold test searches for the relative timing of the magnetization and folding. Two extreme results can be derived (being unaffected by any error source): a prefolding and postfolding age of magnetization. However any synfolding or non-significant result should be carefully analyzed since the three structurally controlled sources of error (B, C and D) will yield this outcome and may mask the real result.

	Error type	Source	Variables	Dec error	DEC *vs* Strike	Inc error	INC *vs* Dip	Fold test	Differential effect on Polarity	Polarity change	Reversal Test	Stereonet anisotropy	NTRA distribution
1	**Non-averaged secular variation**	insufficient sampling	n +/- sample distribution	YES (small)	NO	YES (small)	NO	NO	NO	NO	NO	YES	NO
2	**Inclination flattening**	sedimentary load	original field (OF), lithostatic load	NO	NO	YES	NO	NO	NO	NO	NO	YES	YES ???
3	**Overlapping of components**	unefficient demagnetization	original field (OF), fold axis orientation (FA), secondary field, obliquity (OF^FA), IntOF/IntSF	YES	YES	YES	YES	YES synfolding or non-significant	YES	YES (extreme cases)	YES	YES	YES small circle scattering
4	**Internal deformation**	simple or pure shear during deformation	original field, fold axis orientation, obliquity (OF^FA), shear intensity (strain tensor)	YES	YES	YES	YES	YES synfolding or non-significant	NO	NO	YES	YES	YES small circle scattering
5	**Incorrect restoration** (complex structures)	non-commutative character of the deformation history	original field (OF), fold axis orientation (FA), secondary folding (SF) obliquity (FA^SF)	YES	YES	NO	NO	YES synfolding or non-significant	NO	NO	NO	NO	YES incline great circle scattering

Table 1 Errors in paleomagnetic analysis, sources and variables involved. Effect on different parameters and detection techniques

The net tectonic rotation axis distribution (NTRA): The NTRA is the only one that relates the non-deformed initial stage and it represents the finite rotation axis of deformation. Their spatial distribution along a fold allow detecting the source of the aforesaid errors. Possible distributions in the spherical space include: 1) The NTRA are horizontal an equal for all structural positions; paleomagnetic vectors do not show errors. 2) The NTRA scatter along a vertical great circle; paleomagnetic vectors are free of errors and they are recording an equal magnitude of VAR. 3) The NTRA scatter within any inclined plane; paleomagnetic vectors have undergone multiple axis of horizontal rotations (error source E) and maybe VAR. 4) The NTRA scatter along small circles; paleomagnetic data are either affected by overlapping (type C) or by internal deformation (type D).

Acknowledgements. *Research financed by the projects GeoPyrDatabases (CTPP01/2007- EU program INTERREG IIIb-CTP), 3DR3 (PI165/09 Aragonian Goverment) and the Pmag3Drest (CGL2009-14214-BTE-MICINN).*

References

Allerton, S. (1998). Geometry and kinematics of vertical-axis rotations in fold and thrust belts. *Tectonophysics*, 299, 15-30.

Halls, H. C. (1978). The use of converging remagnetization circles in paleomagnetism. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 16, 1-11.

Lowrie, W., Hirt, A. M., Kligfield, R.,(1986). Effects of tectonic deformation on the remanent magnetization of rocks. *Tectonics*. 5; 5, Pages 713-722.

MacDonald, W. D. (1980). Net tectonic rotation, apparent tectonic rotation and the structural tilt correction in paleomagnetism studies. *J. Geophys. Res*., 85, 3659-3669.

McCaig, A. M., McClelland, E., (1992). Palaeomagnetic techniques applied to thrust belts. In: *Thrust Tectonics*, (Ed. by K.R. McClay), pp. 209-216, Chapman y Hall Eds., London. 447 pp.

Norris, D K; Black, R F (1961). Application of palaeomagnetism to thrust mechanics *Nature*, vol.192, no.4806, pp.933-935.

Pueyo, E.L., (2010 in press). Evaluating the paleomagnetic reliability in fold and thrust belt studies. *Trabajos de Geologia*

Pueyo, E.L.; Parés, J.M.; Millán, H.; Pocoví, A. (2003). Conical folds and apparent rotations in paleomagnetism (A case studied in the Southern Pyrenees). *Tectonophysics* 362 (1-4), 345 - 366.

Pueyo, E.L.; Pocoví, A.; Millán, H.; Sussman, A. (2004). Map-view models for correcting and calculating shortening estimates in rotated thrust fronts using paleomagnetic data. *Geological Society of America Special Publication* 383, 57- 71.

Rodríguez-Pintó, A., Ramón, M. J., Oliva-Urcia, B., Pueyo, E. L., Pocoví, A. (2010 in review). Structural control on overlapped paleomagnetic vectors: 1 mathematical models. Physics of the Earth and Planetary Interiors.

Sellés-Martínez, J. (1988). Las correcciones estructural y tectónica en el tratamiento de los datos magnéticos. *Geofísica Internacional*, 27-3, 379-393 pp.

Van der Voo, R., 1990. The reliability of paleomagnetic data. *Tectonophysics*, 184, 1-9.

Weil, A. B.; Van der Voo, R., (2002). The evolution of the paleomagnetic fold test as applied to complex geologic situations, illustrated by a case study from northern Spain. *Physics and Chemistry of the Earth* 27, 1223-1235.

Caracterización de la deformación interna del diapiro salino de Bicorb-Quesa mediante datos paleomagnéticos. Resultados preliminares

E. Beamud (*), R. Soto (**), M. Rubinat (***), E. Roca (***)

(*) Elisabet Beamud , Laboratori de Paleomagnetisme UB-CSIC, Institut de Ciències de la Terra « Jaume Almera », C/ Solé i Sabarís s/n – 08028 Barcelona, betbeamud@ub.edu
(**) Instituto Geológico y Minero de España, oficina de Zaragoza, C/ Manuel Lasala, 44 - 9º B - 50006 Zaragoza
(***) Dept. Geodinàmica I Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, C/ Martí i Franqués s/n – 08028 Barcelona

Los diapiros salinos son estructuras geológicas formadas por cuerpos salinos de geometría variable que deforman los materiales suprayacentes en un conjunto complejo de pliegues y fallas resultando frecuentemente en una geometría extremadamente compleja. Este tipo de estructuras representan potenciales reservorios geológicos con importantes implicaciones socio-económicas, por lo que un buen conocimiento de su geometría y deformación interna es importante para establecer su evolución cinemática y entender los mecanismos de la tectónica salina. El estudio paleomagnético de los materiales que componen los diapiros (medida de la fábrica magnética e identificación de rotaciones de eje vertical) puede proporcionar una valiosa información para mejorar el conocimiento de su evolución cinemática. Sin embargo, dada su complejidad estructural, son muy pocos los estudios de paleomagnetismo realizados en diapiros.

Para el presente estudio se ha escogido el diapiro de Bicorb-Quesa, localizado en la parte más externa de la Zona Prebética (Figura 1) debido a su grado de conocimiento y la calidad de los afloramientos. La Zona Prebética consiste en una cobertera mesozoica a cenozoica (Mioceno medio) despegada sobre las sales y lutitas continentales triásicas de las facies Keuper por encima de un basamento varisco. Esta cobertera está deformada por una serie de pliegues, fallas y diapiros con una orientación principal ENE-WSW, que localmente puede ser NNW-SSE (Figura 1). El diapiro de Bicorb-Quesa, formado por los materiales de las facies Keuper, presenta una orientación ENE-WSW y está limitado por los semi-graben miocenos de Bicorb y

Quesa a norte y sur, respectivamente (Figura 2). Su cinemática es compleja ya que se caracteriza por la superposición de varios eventos tectónicos (ver de Ruig, 1992; Roca *et al*, 1996; Martínez del Olmo, 1999). El diapiro de Bicorb-Quesa se originó durante una etapa extensional relacionada con la apertura del golfo de Valencia durante el Mioceno inferior-Langhiense. A continuación, durante el Serrevaliense una etapa compresiva asociada a la formación de las Béticas provocó su cierre. Más tarde, a partir del Mioceno Superior, la extensión relacionada con la apertura del mar de Alborán lo reactivó.

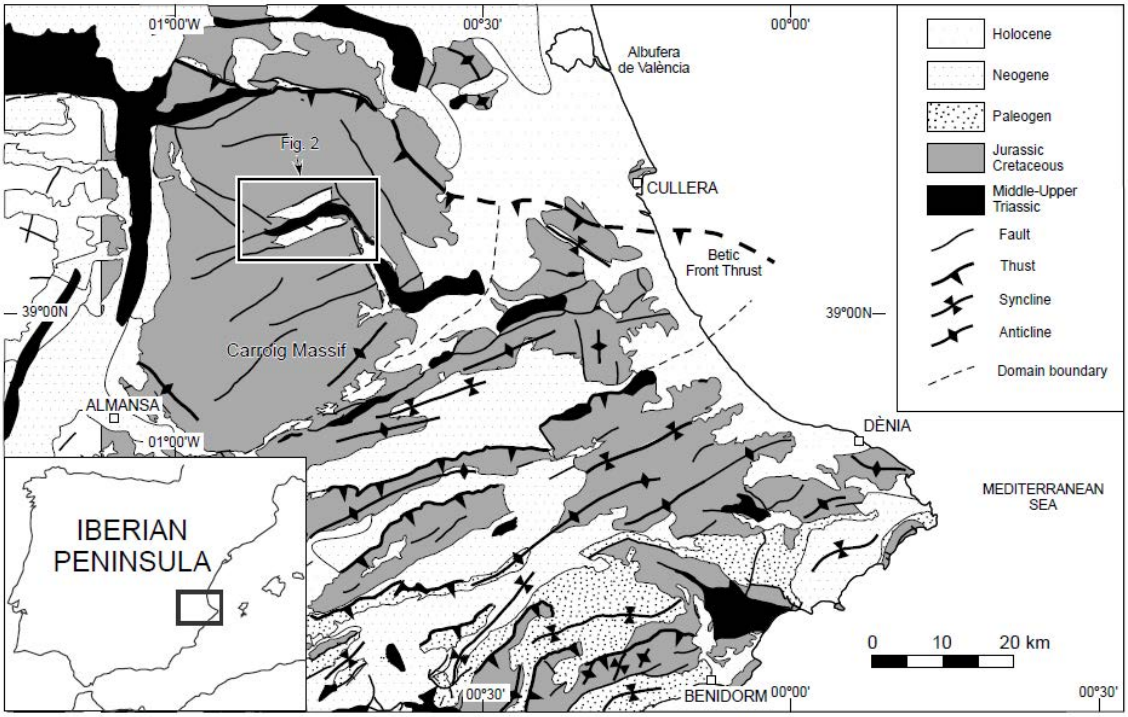


Figura 1- Mapa geológico y situación de la zona de estudio

A diferencia de la mayoria de diapiros, la geometría en profundidad y la estructura interna del diapiro de Bicorb-Quesa esta bien caracterizada (Roca et al, 1996; Rubinat et al, 2010) tanto por la buena calidad de los afloramientos como por la presencia de unidades litológicas bien diferenciadas en su interior. Estas unidades incluyen niveles detríticos rojos, potencialmente buenos para realizar estudios paleomagnéticos. A partir de la cartografia de las diferentes unidades que constituyen el interior del diapiro, criterios cinemáticos deducidos de las estructuras menores que las afectan y la identificación de rotaciones paleomagnéticas de eje vertical, se pretende caracterizar la deformación interna del diapiro de Bicorb-Quesa. Para obtener las rotaciones de eje vertical, se han perforado 19 estaciones paleomagnéticas en dos grupos litológicos distintos (Figura 2): 10 estaciones en las lutitas rojas del Triasico superior que afloran

en el interior del diapiro de Bicorb-Quesa y 9 estaciones en las lutitas miocenas situadas en las cuencas que bordean al diapiro. Los resultados obtenidos en estas últimas estaciones permiten acotar los valores de rotación ocurridos fuera del diapiro desde el Mioceno y definir un valor de referencia para identificar rotaciones relativas en el interior de éste y facilitar la comprensión de las direcciones más complejas obtenidas de los materiales triásicos.

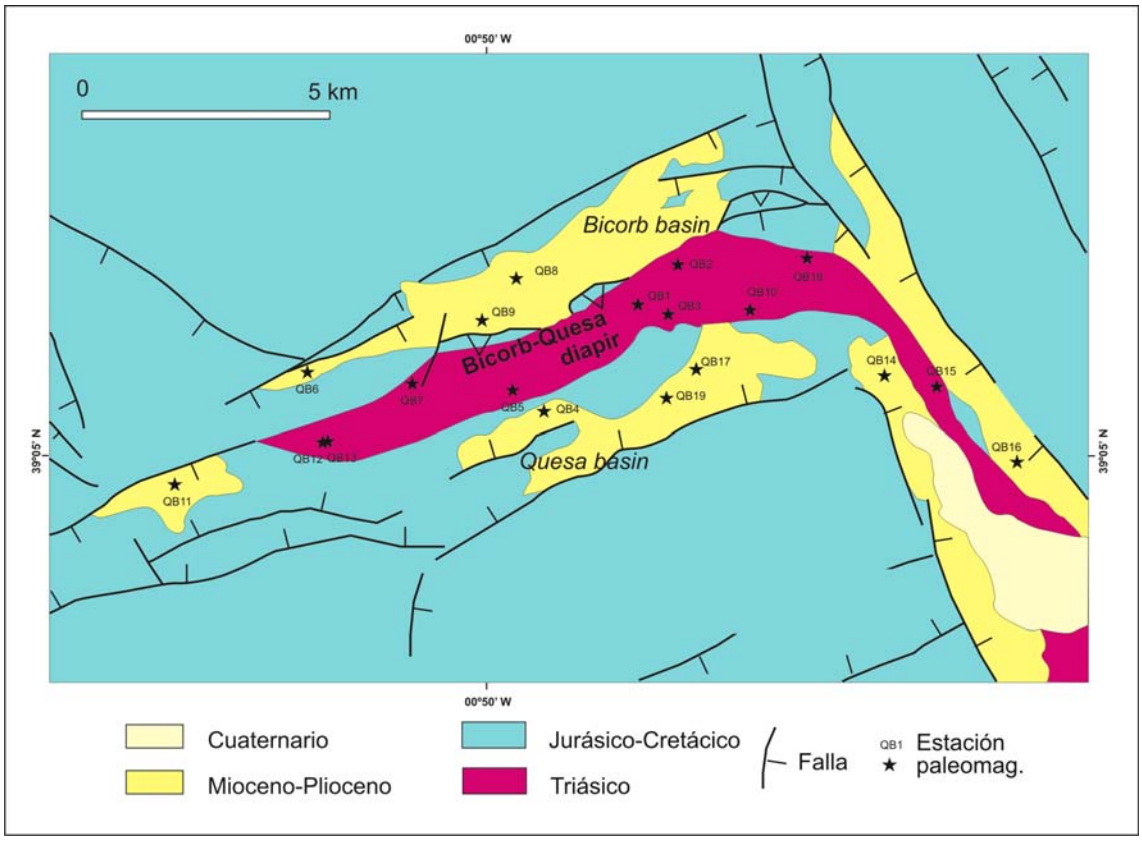


Figura 2- Estructura del diapiro de Bicorb-Quesa y situación de las estaciones paleomagnéticas

Referencias

De Ruig, M. J. (1992) Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic fold belt of Alicante (SE Spain). A study of stress fluctuations and foreland basin deformation. *Tesis doctoral*, Univ. Utrecht. 207

Martínez del Olmo (1999) Diapirismo de sales triásicas: consecuencias estructurales y sedimentarias en el Prebético Oriental (Cordillera Bética, SE de España). Libro homenaje a José Ramírez del Pozo. AGGP, Madrid: 175-187

Roca E; Anadon P; Utrilla R;, Vazquez A. (1996) Rise, closure and reactivation of the Bicorb-Quesa evaporite diapir, eastern Prebetics, Spain. Journal of the Geological Society, London (153): 311-321

Rubinat, M ; Ledo, J. Roca, E; Rosell, O; Queralt, P. (2010) Magnetotelluric characterization of a salt diapir: a case study on Bicorp-Quesa Diapir (Prebetic Zone, SE Spain). Journal of the Geological Society, London (167): 145-153

Paleomagnetismo en gabros jurásicos del Alto Atlas Central, Marruecos.

V.C. Ruiz-Martínez (*), A. Casas (**), J.J. Villalaín (***), H. El Ouardi (****), A. Mahmoudi (****) y B. Moussaid (****)

(*) Universidad Complutense de Madrid, vcarlos@fis.ucm.es.
(**) Universidad de Burgos
(***) Universidad de Zaragoza
(****) Universidad "Moulay Ismael" de Meknès

El Alto Atlas, de orientación aproximada E-W puede ser considerado como un rift oblicuo que cuenta con numerosas fallas internas oblicuas (próximas a NE-SW). El segmento central de este rift fue la que experimentó una mayor extensión. Durante el Jurásico Medio-Superior el adelgazamiento cortical culminó con un episodio magmático de carácter alcalino, manifestado en macizos plutónicos y sub-volcánicos de gabros y sienitas (Figura 1, Teixell et al. 2003). Estos cuerpos alargados de gabros y diques alcalinos asociados afloran en el actual Alto Atlas Central siguiendo la orientación ENE-WSW de la cadena, intruyendo los sedimentos Triásicos y Jurásicos, y subyaciendo discordantemente de sedimentos del Cretácico Inferior. La interpretación del emplazamiento y deformación de estos cuerpos intrusivos en relación a los pliegues sedimentarios del Alto Atlas Central sigue siendo aún objeto de debate (ver discusión en Frizon de Lamotte et al., 2008).

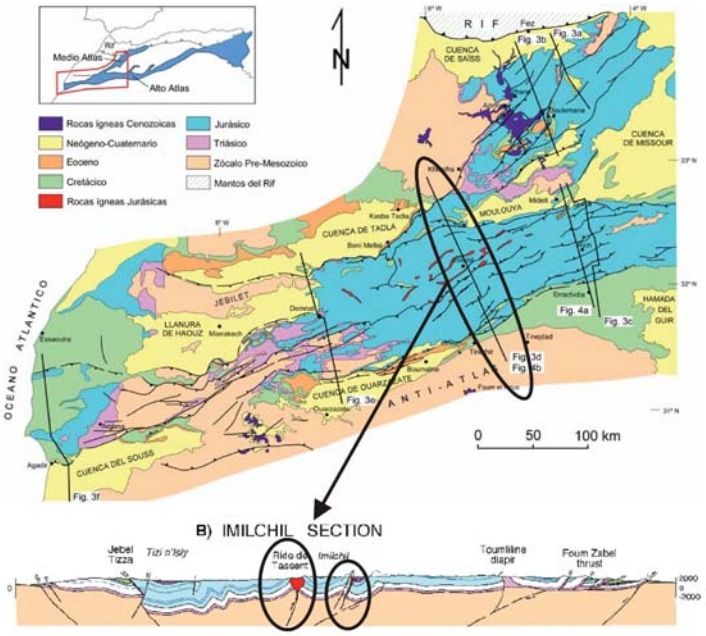


Figura 1. Mapa geológico e interpretación del corte geológico transversal (de Teixell et al. 2003) donde se señala la localización de los gabros intruyendo los sedimentos del Alto Atlas Medio.

Hailwood y Mitchell (1971) realizaron los únicos estudios paleomagnéticos y geocronológicos (con edades K/Ar entre ~150-160 Ma) previos existente en el

magmatismo jurásico del Alto Atlas Central. Muestrearon 6 sitios en una de estas numerosas intrusiones gabroicas y en diques asociados en el macizo de Tassent (Figura 1). Estudiando la remanencia observada tras una desimanación de 15-30 mT, las direcciones medias de los 6 sitios (21 muestras en total) presentó una dispersión considerable (N=6, Dec=318.4, Inc=38.5, k=10, α_{95}=22º; tras aplicar a los gabros la corrección a la paleohorizontal, estimada a partir de los estratos adyacentes, para que esta dispersión no fuera aún mayor). Aunque no se observó evidencias de esta deformación en ninguno de los sitios visitados, se sugería así la posibilidad de una deformación de los gabros durante el plegamiento y el levantamiento de la cadena montañosa.

El interés del análisis paleomagnético de estos gabros radica en que podría contribuir con un paleopolo a uno de los periodos peor constreñidos en las Curvas de Deriva Polar Aparente de los continentes (p.e., Torsvik et al. 2008); o bien podría aportar valiosa información sobre su exhumación y su relación con la deformación de los sedimentos intruidos.

Con el objeto de evaluar las aplicaciones tectónicas de la señal magnética de este magmatismo, se muestrearon 4 sitios de gabros, 1 dique asociado, y 2 sitios de la encajante sedimentaria en el macizo de Tassent, y otros 5 sitios más en otros dos afloramientos gabroicos distintos (12 sitios y 104 muestras independientemente orientadas en total).

Se discutirá en este estudio:

- los resultados de la caracterización de la mineralogía magnética de los gabros (baja coercitividad asociada a mezclas de magnetita monodominio y multidominio, con alguna fase ligeramente maghemitizada, Figura 2),

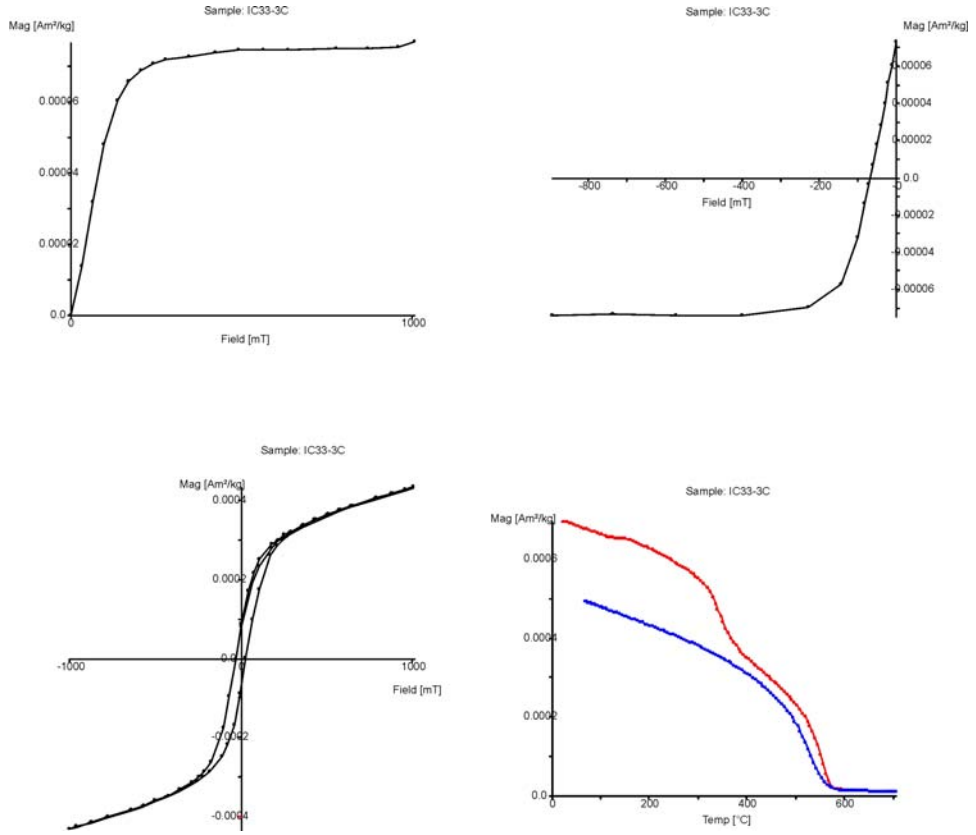


Figura 2. Adquisición de la IRM (99% saturación a 300 mT), estimación de parámetros de histéresis (el ciclo se muestra sin la corrección por la contribución paramagnética) y curva termomagnética (evidenciando dos fases con temperaturas de Curie de entre 360-430ºC y 560-570ºC) de un mismo espécimen de gabro.

- el análisis de las direcciones de las fases magnéticas encontradas (dos componentes direccionales, la primera de más baja coercitividad y temperatura de desbloqueo que la segunda, Figura 3)

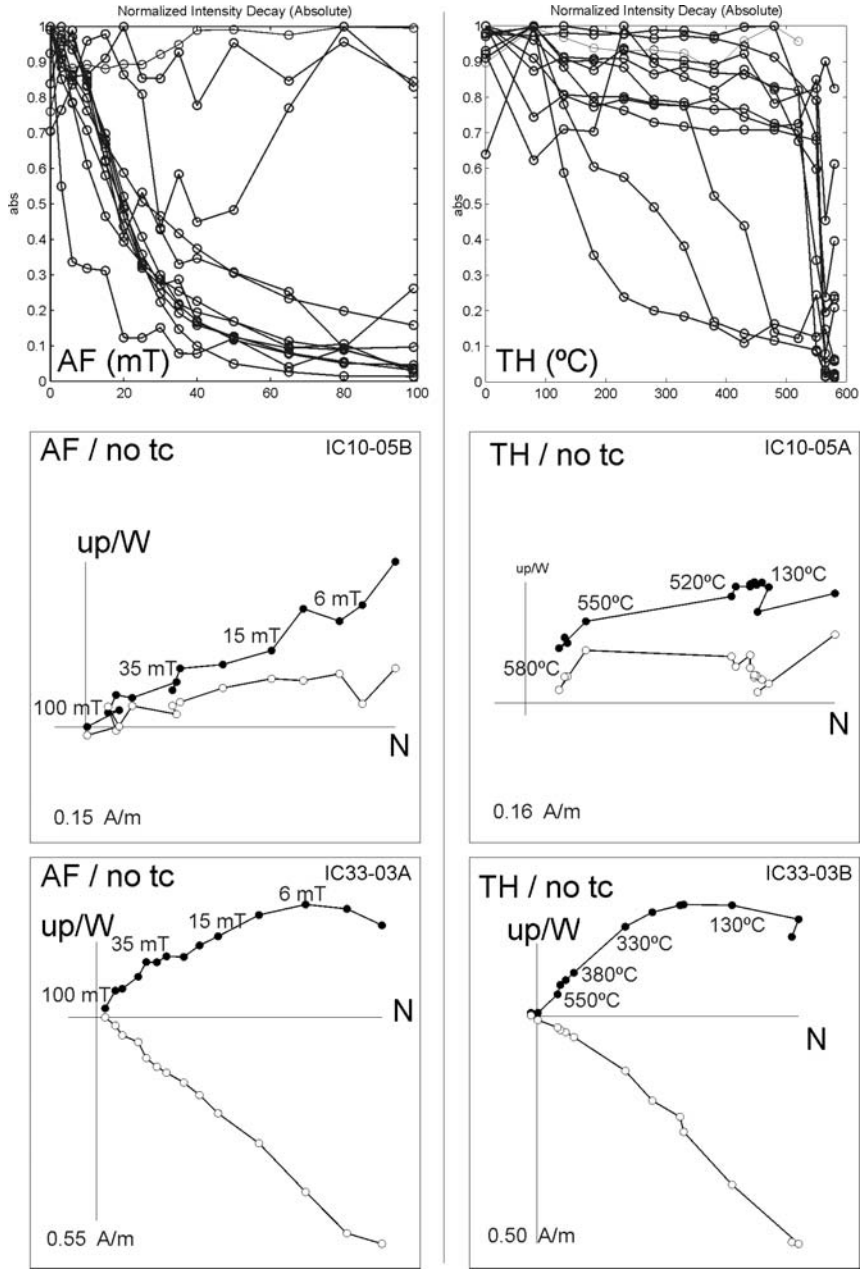


Figura 3. Caída normalizada de intensidad absoluta de las muestras piloto de este estudio (incluidas las de encajantes sedimentarias (Arriba) durante las desmagnetizaciones por campos alternos decrecientes (AF, izquierda) o térmicas (TH, derecha); y diagramas ortogonales, sin la corrección por basculamiento (no tc) de desmagnetizaciones (TH y AF de especimenes de la misma muestra) representativas de dos distintos afloramientos de gabros (los círculos sólidos/ huecos denotan las proyecciones de la remanencia a cada paso sobre el plano horizontal (orientado W-N)/ vertical). Se indica la intensidad inicial de la NRM y los pasos de desimanación (en ºC o en mT) junto a los pasos en la proyección horizontal.

- y por último, las implicaciones de los resultados paleomagnéticos obtenidos en la evolución geodinámica del Alto Atlas Central.

Referencias

Frizon de Lamotte, D.; Zizi, M.; Missenard, Y.; Hafid, M.; El Azzouzi, M.; Maury, R.C.; Charrière, A.; Taki, Z.; Benammi, M. & Michard, A. (2008) The Atlas System. In: *Continental evolution: the geology of Morocco* (Michard, A.; Saddiqi, O.; Chalouan, A. & Frizon de Lamotte, D., eds) Springer-Verlag, Berlin- Heidelberg, series Lecture Notes in Earth Sciences, 116: 133-202.

Hailwood, E.A. & Mitchell, J.G. (1971) Paleomagnetic and radiometric dating results from Jurassic intrussions in South Morocco. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society,* 24: 351-364.

Teixell, A., Arboleya, M.L., Julivert, M. & Charroud, M. (2003) Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). *Tectonics,* 22: 1051, doi: 10.1029/2002TC001460.

Torsvik, T. H., Müller, R.D., Van der Voo, R., Steinberger, B. & Gaina C. (2008) Global plate motion frames: Toward a unified model, *Reviews of Geophysics*, 46: RG3004, doi:10.1029/2007RG000227.

Primeros datos paleomagnéticos, de magnetismo de rocas y de fábricas magnéticas de sedimentos Holocenos del lago Issyk-Kul (Kirguistán, Asia Central)

M. Gómez-Paccard (*), J.C. Larrasoaña (**), S. Giralt (*), A.P. Roberts (***)

(*) Institut de Cienciès de la Tierra Jaume Almera, CSIC. C/ Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona. mgomezpaccard@ictja.csic.es
(**) Área de Cambio Global, IGME, Oficina de Proyectos de Zaragoza. Manuel Lasala 44, 9B. 50006 Zaragoza. violehsk@hotmail.com
(***)Research School of Earth Sciences, The National Australian University. Canberra ACT 0200, Australia.

En esta comunicación presentaremos los primeros resultados paleomagnéticos, de magnetismo de rocas y de fábricas magnéticas obtenidos en sedimentos provenientes del lago Issyk Kul (cordillera del Tien Shan, República del Kirguistán, Asia Central). Estos sedimentos fueron recuperados mediante un sondeo de gravedad de 1.5 metros, que no está orientado. Se tomaron un total de 63 muestras incrustando cajas de plástico (2 x 2 x 2 cm) perpendiculares a la superficie de la mitad de trabajo del sondeo. Las dataciones de radiocarbono indican que los sedimentos recuperados tienen una edad que va desde el reciente hasta ~4.000 años BP. Las primeras medidas realizadas fueros las de la anisotropía de la susceptibilidad magnética. Las fábricas obtenidas están caracterizadas por una buena agrupación de los ejes máximos (K_{max}) y por la distribución de los ejes mínimos (K_{min}) en una pequeña guirnalda que se centra en torno al polo de la estratificación y que es perpendicular a la media de los K_{max}. Tanto la dirección media de estos últimos como la de la guirnalda son oblicuas a la dirección de muestreo, lo cual descarta una fábrica inducida por el muestreo y apunta hacia una fábrica tectónica. Por otra parte, la desmagnetización por campos alternos ha permitido identificar y calcular una componente característica definida de manera muy clara en todas las muestras estudiadas. Tanto las inclinaciones como las declinaciones obtenidas muestran oscilaciones en las que muestras consecutivas presentan variaciones consistentes. La comparación de estos datos con modelos regionales y globales de campo geomagnético permitirá establecer si dichas oscilaciones se corresponden, tal y como sugiere el patrón de cambio, con variaciones seculares. Es interesante destacar que si la dirección media de la componente característica se fuerza al norte, reorientándose así el sondeo a su posición original, la dirección media de los K_{max} y la guirnalda de los K_{min} quedan perpendiculares y paralela, respectivamente, a las principales estructuras compresivas del Tien Shan. Esto parece confirmar el origen tectónico de las fábricas. Los datos obtenidos mediante técnicas de magnetismo de rocas permiten establecer variaciones relativas en la concentración y tamaño de grano de los minerales magnéticos presentes en los sedimentos. La comparación de estos datos con datos geoquímicos permitirá identificar el origen de estas variaciones, que están probablemente relacionadas con cambios en la entrada de material detríticos de origen fluvial y eólico.

Aplicación de técnicas paleomagnéticas en la datación e identificación de la variabilidad climática Holocena registrada en sedimentos lacustres de la Península Ibérica: una declaración de intenciones

Borruel, V.(*), Gómez-Paccard, M.(**), Larrasoaña J.C.(*), Valero-Garcés, B.(***), Giralt, S.(**), Moreno, A.(***)

(*) Área de Cambio Global, IGME, Oficina de Proyectos de Zaragoza. Manuel Lasala 44, 9B. 50006 Zaragoza. violehsk@hotmail.com
(**) Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, CSIC. Lluís Solé i Sabarís s/n. 08028 Barcelona.
(***) Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC. Apartado 13034. 50192 Zaragoza.

En los últimos 10 años, varios grupos de investigación españoles vienen realizando un enorme esfuerzo para recuperar registros sedimentarios provenientes de lagos situados en diferentes regiones de la Península Ibérica. La obtención de modelos de edad para dichos registros a partir de distintas técnicas de datación absoluta, unida al estudio multidisciplinar y a alta resolución temporal de los mismos, está permitiendo aumentar enormemente el conocimiento sobre la evolución climática de la Península Ibérica durante el Holoceno.

En esta comunicación daremos una visión general de la actividad investigadora que unos cuantos “paleomagnetas” y “lacustreros” pretendemos llevar a cabo en los próximos años, y que tiene como objetivo la aplicación de técnicas paleomagnéticas a la datación e identificación de cambios climáticos recientes acaecidos en la Península Ibérica, tal y como han quedado registrados en medios sedimentarios lacustres.

El primer objetivo de este proyecto será la obtención de datos paleomagnéticos de sedimentos lacustres bien datados, que o bien ya han sido recuperados (Basa de la Mora, Zoñar) o van a ser sondeados en un futuro próximo (Peñalara, Banyoles) (Figura 1). La obtención de datos paleomagnéticos se hará en dos fases. En la primera de ellas se estudiarán sedimentos de hasta 3.000 años BP. La comparación de estos datos con las curvas de variación secular de la Península Ibérica, basadas tanto en datos arqueomagnéticos como en modelos regionales de campo geomagnético, permitirá evaluar la calidad de los distintos registros. En una segunda fase se estudiarán el resto de sedimentos de edad holocénica en aquellos registros de mejor calidad, cuya calidad será contrastada mediante la comparación con variaciones seculares establecidas a partir de modelos regionales. La obtención de resultados satisfactorios puede derivar en la construcción de la primera curva patrón de variación secular de la Península Ibérica para el Holoceno basada en sedimentos. Tampoco descartamos obtener datos de paleointensidad relativa en aquellos registros de mejor calidad, datos que permitirían elaborar una primera curva de referencia para la Península.

El segundo objetivo del proyecto es aplicar las variaciones seculares y de paleointensidad relativa, mediante su comparación con las curvas patrón, para datar aquellos registros lacustres para los que no se hayan obtenido modelos de edad con

la precisión y fiabilidad deseables. Tales es el caso de los lagos de Arreo, El Tobar y La Parra (Figura 1).

Por último, aplicaremos técnicas de magnetismo de las rocas para identificar variaciones ambientales registradas en los sedimentos lacustres a partir del efecto que dichas variaciones tienen en el tipo de mineral magnético, su concentración y tamaño de grano. Este tipo de análisis se llevará a cabo en todos los lagos mencionados anteriormente, además de en el lago de Sanabria (Figura 1). En varios casos, la disponibilidad de datos sedimentológicos, geoquímicos y biológicos permitirá comprender el impacto que las variaciones ambientales tienen en los parámetros magnéticos. Esta información será especialmente relevante para comprender aquellos registros en los que otras técnicas no hayan arrojado resultados significativos. En cualquier caso, es de esperar que toda la información paleoambiental obtenida contribuya a mejorar el conocimiento sobre el impacto ambiental del cambio climático reciente y de la actividad humana, que en los últimos 4.000 años es especialmente notable.

Figura 1. Localización de los lagos que se pretenden estudiar.

Pyrenean Paleomagnetic Database; Concept, state-of-the-art, and web interface design.

G. San Miguel (1), R. Hernández (2), E. L. Pueyo (1) and the Geokin3DPyr group (*)

(1) Geología de Subsuelo. Instituto Geológico y Minero de España. M. Lasala 44, Zaragoza
(2) Sistemas de Información. Instituto Geológico y Minero de España. Rios Rosas 23, Madrid.

(*) the GeoKin3DPyr working group is (by alphabetical order): Almar, Y.(4); Antolín, B. (3): Bausa, J. (4); Beamud, B. (4); Bógalo, M. F. (5); Calvo, M. (5); Costa, E. (4); Dinarés-Turell, J. (6); Fernández, O. (4); Garcés, M.(4); Gil-Peña, I.(1); Larrasoaña, J. C.(1); Lewis, C. (7); López, G. (1); Mochales, T. (1); Navas, J.(2); Oliva, B. (3); Olivan, C. (1); Pérez-Rivarés, J. (3); Pocoví, A. (3); Pueyo-Anchuela, O. (3); Ramón-Ortiga, M. J. (1); Rodríguez-Pintó, A. (1); Soto, R.(1); Sussman, A. J.(7); Vidal, O.(4); Villalaín, J. J. (5).

(3) Geodinámica Interna. Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Spain. (4) Laboratori de Paleomagnetisme. Universitat de Barcelona-CSIC, Spain. (5) Lab. de paleomagnetismo. Dpto. de Física. Universidad de Burgos, Spain. (6) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Roma, Italy. (7) Los Alamos National Laboratory, New Mexico, USA. LANL

Pyrenean paleomagnetic database (PPDB).

The compilation work carried out by the Geokin3DPyr group during the last years (Pueyo et al., 2005, 2006; Lopez et al., 2008) under the financial support of the Pyrenean Network (European INTERREG program) has allowed to finalized the data collection and homogenization as well as to set the basis, methodology and a web interface design to serve the data on-line under a geological map data-server (SIGECO). This concept could easily be extend to the entire Iberian Peninsula.

The database extends from the Cap de Creus at the East to the eastern Triassic tegument of the Variscan basement of the Cantabrian mountains at the westernmost part. It also comprises both foreland basins (Aquitanian and Ebro) and the Montagne Noire at the Northeast. Compiled data derive from more than 400 references, including more than 170 indexed papers, 41 PhDs and any other kind of publications (non SCI, abstracts, proceedings, technical reports, etc.). A big effort of data homogenization has been done during last years. A) Geographic information, always referred to UTM coordinates system (ED50 datum at 30T), was obteined from paper sketches (variety of scales and subsequent errors) that were geo-referenced using available on-line GIS servers (SIGECO, SIGPAC, SITAR, Google Earth, etc.). B) Structural units were assigned following an initial subdivision in 31 different sectors. Bedding attitudes were obtained when paleomagnetic vectors were defined in both coordinate systems; in situ and after-bedding-correction. Many other local name of structures were added when possible. C) Stratigraphic age was defined following the Gradstein and Ogg (2004) time scale, the numerical range was accordingly assigned. Rock type and formation were added when possible. D) Paleomagnetic information; declination and inclination (plus n/N and statistical parameters) in situ and after-bedding-correction, were obtained from published tables but it was frequently rescued from stereographic plots or magnetostratigraphic columns (dec & inc vs thickness diagrams). If possible, unblocking temperatures or coercitivities as well as the ChRM fitting method were also compiled.

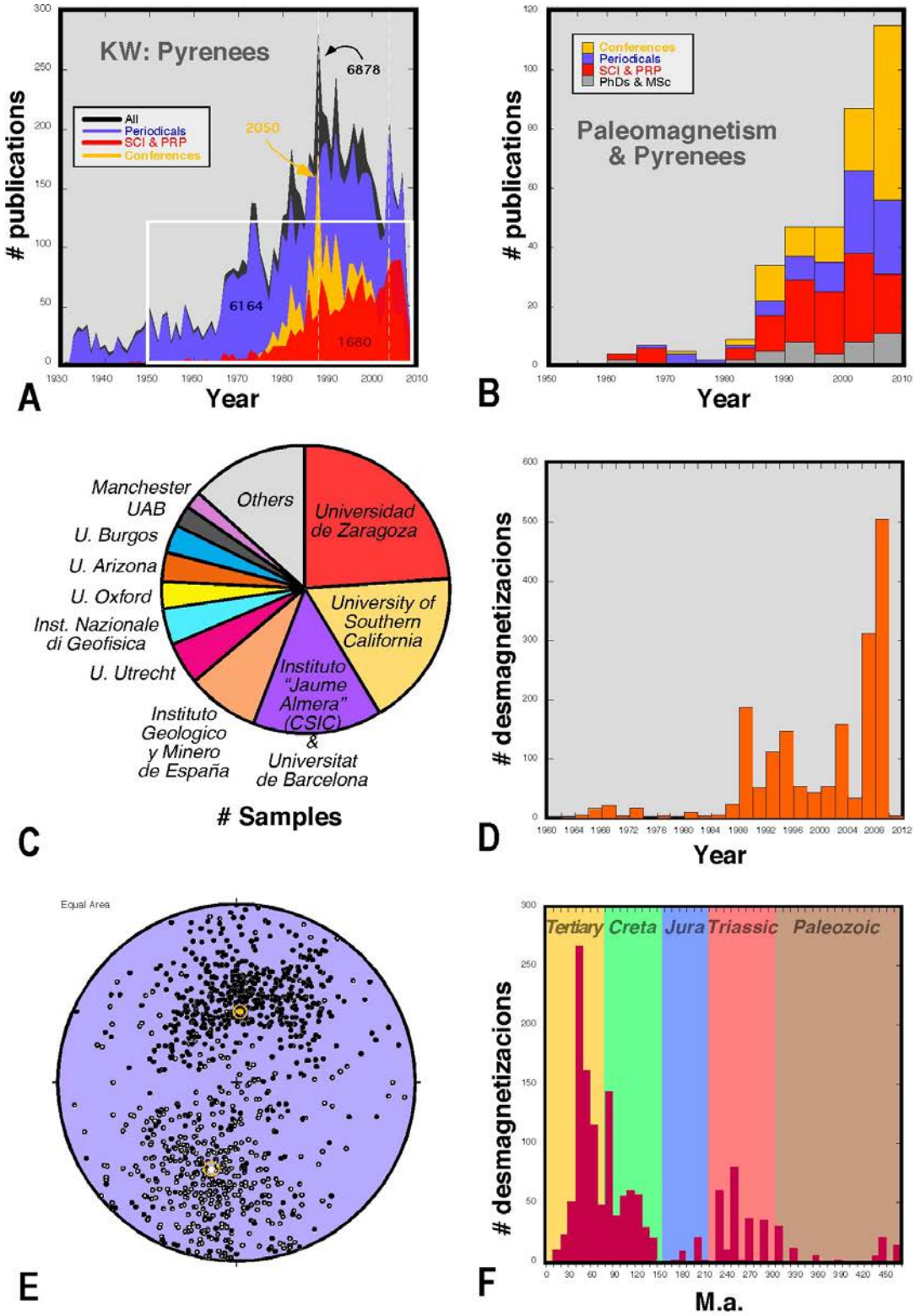


Figure 1: A) GEOREF searching strategy based on keyword: "Pyrenees". The maximum matches the Betic and Pyrenean Symposium (1988) and the AAPG meeting in Barcelona (2004). The white rectangle represents the extension of Figure 1B. B) Evolution of the pyrenean paleomagnetic publications during the last 5 decades showing a significant upward trend. C) Distribution of demagnetized samples according to research centers. D) Evolution of the number of demagnetizations along the last 5 decades illustrating the high productivity during the last years. E) stereographic projection of more than 1500 mean paleomagnetic vectors distributed throughout the orogen. Despite no significant average rotations, the magnitudes of local rotations can achieve outstanding values in both clockwise and counterclockwise senses. F) Distribution of demagnetizations (paleomagnetic sites and magnetostratigraphic profiles) according to their geological age.

In total, we have assembled more than 21,000 demagnetizations coming from 1,700 sampling points (170 of them are magnestostratigraphic profiles along more than 74 kilometers of sections). About 80 paleomagnetists from more than 40 different institutions are responsible, especially during the last years, for such a density of paleomagnetic information (*)

The contribution of magnetostratigraphic studies, mostly focused on syntectonic and foreland Tertiary sequences (and secondarily K/T sections), has enormously clarified the Pyrenean geochronology. The geometry of the Mesozoic basins, the paleogeography of the detachment levels, the diachronism of deformation, the lateral gradients of shortening, etc ... have conditioned the oblique geometry of numerous Pyrenean structures that have been investigated to characterize the vertical axis rotations. There are currently over 1,500 control points of rotation (apart from magnetostratigraphic profiles) although their distribution is not homogeneous and reflects more the interest in certain units or structures. The Central Pyrenees has focused more than one third of research since the 90s and continues today with a highly productive research activity (Ainsa and Jaca basins in particular). The high density of information of the Central Pyrenees, where the combination of rotation and magnetostratigraphic studies, has not only characterize the magnitude of rotation but also its age and its relationship to other processes of deformation (folding and thrusting). All this data set will allow, in a short term, checking the validity of 3D restoration methods based on paleomagnetic data.

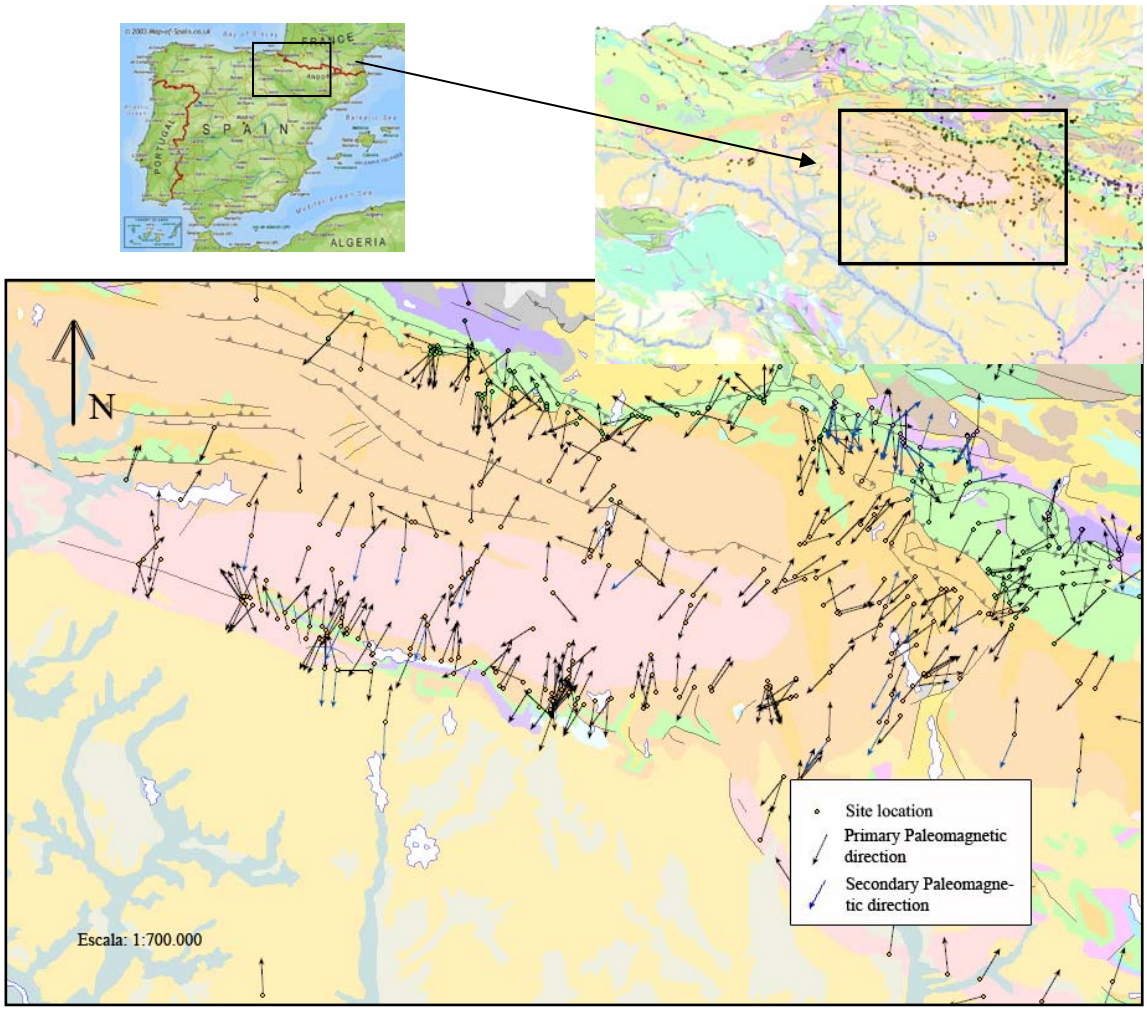


Figure 2: Pyrenean Paleomagnetic Database on the webGIS server

WebGIS Server

Following the philosophy of the EU-INSPIRE program as well as the IGME public diffusion of the geologic infrastructural data, we have converged our database to the current concepts of DB management at the IGME. A *Microsoft Access* format allows for a direct reading of selected fields by ArcGIS-server machines.

Two different displays have been designed; a graphic and alphanumeric one. The graphic display shows a background masked geological map (MAGNA or GEODE depending on the scale) where the paleomagnetic vectors appear as arrows starting at the exact location of the paleomagnetic site (colored circle according to the age). Inclination and site-name are labeled close to the site location (Figure 2). The system allows for displaying locations with more than one vector (magnetostratigraphic profiles or sites with remagnetizations). A future development of an ArcGIS macro will allow displaying the α_{95} confidence cone centered in the paleomagnetic vectors.

The alphanumeric display allows for a generic or specific searching on the DB. The generic search machine looks for the desire string in any field of the DB (about 150 thousand potential fields with ≈30% empty records). The specific searching machine looks for pre-determined values in a few DB fields (all entirely filled): A) structural unit, B) age interval (numeric or stratigraphic; Gradstein and Ogg, 2004), C) author, D) affiliations, E) publication year. It also allows splitting magnetostratigraphic profiles (M) from rotation control points (R). Besides a geographic based searching can be also performed by selecting numerically the corners of the desired squared area (UTM system, ED50, 30T) or selecting the area directly over the geologic map.

Those data return by the searching are displayed as a list on the screen and can be downloaded as a text file. Current designed output includes: Site name, author, year, n/N, declination, inclination, α_{95}, k (both in geographic and paleogeographic coordinate systems), structural unit and age (stratigraphic). Original references, including PhDs memories (PDF files), could be requested to the DB administrator.

(*) Research Institution on Pyrenean paleomagnetism (by alphabetical order); Carleton College (USA), Estación vulcanológica de Canarias (CSIC), Imperial College London, Institut "Jaume Almera" (CSIC), Institut de Physique du Globe de Strasbourg (CNRS), Institut Geophysique de Saint-Maur, Institute of Solid Earth Physics (Norway), Instituto Geologico y Minero de España, Institut Phys. Globe Paris, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (Italy), Los Alamos National Laboratory (USA), Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézetnek (Hungary), Schlumberger, Servei Geològic de Catalunya, and the Universities of Arizona, Aston- Birmingham, Autónoma de Barcelona, Barcelona, Bergen, Burgos, Cambridge, Françase de l'Océan Indien, Languedoc, Leeds, Lehigh, Manchester, Michigan, München, Newcastle, Oxford, Pais Vasco, Pierre et Marie Curie, Princeton, Rennes, Rovira I Virgili, Southampton, Southern Califormia, Strasbourg, Utrecht, Zaragoza and Zürich.

Acknowledgements. *Research financed by the projects GeoPyrDatabases (CTPP01/2007- EU program INTERREG IIIb-CTP), 3DR3 (PI165/09 Aragonian Goverment) and the Pmag3Drest (CGL2009-14214-BTE-MICINN).*

Referencias

Gradstein, F., Ogg, J.G., Smith, A., 2004. A Geologic Time Scale 2004. *Cambridge Univ.Press.*

López, M. A. ; C. Oliván, B. Oliva, E. L. Pueyo and the GeoKin3DPyr working (2008). Pyrenean Paleomagnetic databases. *Geotemas* (10) 1219-1222

Pueyo, E. L.; A. J. Sussman ; B. Oliva ; J. C. Larrasoaña ; B. Beamud ; R. Soto ; M. Garcés ; I. Gil-Peña ; Y. Almar ; O. Fernández ; O. Vidal (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.; 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.; Villalaín, 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 (2006).* A preliminary compilation of the Pyrenean paleomagnetic database. *Proceedings MAGIBER IV*, 73-76.

Fábricas inversas asociadas a concreciones de dolomías ferruginosas intercaladas en el flysch Eoceno surpirenaico (sinclinal de Izaga, cuenca de Jaca-Pamplona)

Oliva-Urcia B.(*), Larrasoaña J.C.(**), Travé A.(***), Garcés M. (****)

(*) Universidad de Zaragoza. Dep. Ciencias de la Tierra, Geodinámica Interna. Pedro Cerbuna 12 50009 Zaragoza. boliva@unizar.es
(**) Área de Cambio Global, IGME, Oficina de Proyectos de Zaragoza. Manuel Lasala 44, 9B. 50006 Zaragoza.
(***) Universitat de Barcelona. Dep. Geoquímica, Petrologia i Prospecciò Geològica. Fac. Geologia. Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona.
(****) Universitat de Barcelona. Dep. Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines. Fac. Geologia. Martí i Franquès s/n. 08028 Barcelona.

El estudio detallado de la fábrica magnética a temperatura ambiente y a baja temperatura (RT-AMS y LT-AMS), junto con el análisis de la fábrica ferromagnética (AARM) de 36 muestras en margas azules del Grupo Hecho situadas en el flanco norte del sinclinal de Izaga (Cuenca de Jaca-Pamplona), ponen de manifiesto el desarrollo de fábricas inversas en las concreciones carbonatadas que aparecen intercaladas dentro de la secuencia turbidítica. Estas fábricas inversas están caracterizadas por un intercambio de los ejes k_{max} y k_{min} a temperatura ambiente, de manera que los ejes k_{min} se orientan paralelos al eje del sinclinal y los ejes k_{max} se disponen perpendiculares a la estratificación (Fig. 1). Se observa una gradación entre la fábrica inversa de los nódulos carbonatados y la fábrica normal (i.e. k_{min} perpendiculares a la estratificación y k_{max} paralelos al eje del sinclinal) de las margas encajantes. El estudio detallado basado en microscopía electrónica de barrido (SEM) y catodoluminiscencia permiten establecer que el portador de la fábrica inversa de las concreciones carbonatadas es dolomía ferruginosa (*ferroan dolomite*). Este tipo de concreciones carbonatadas pueden estar asociadas a la formación biogénica de metano durante la diagénesis inicial o a su migración a partir de reservorios más profundos de origen termogénico (Aharón et al., 1992). El estudio de la composición isotópica del C y O de las concreciones, actualmente en curso, permitirá discernir el origen de las concreciones y evaluar el potencial de las fábricas magnéticas para identificar la presencia de metano en medios sedimentarios marinos.

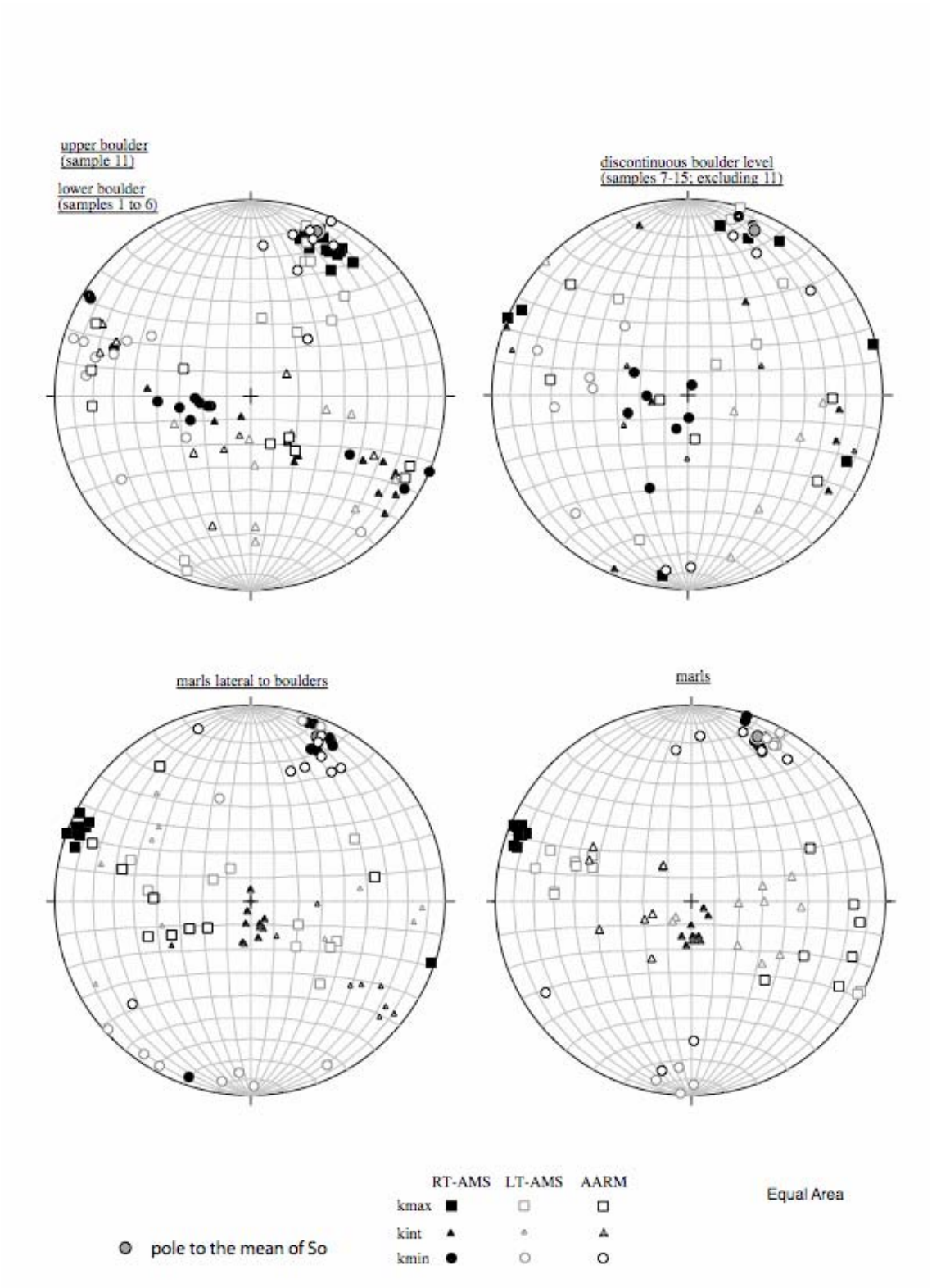


Fig. 1. Proyección estereográfica en el hemisferio inferior y en coordenadas geográficas de los ejes del elipsoide magnético a temperatura ambiente, a baja temperatura y del elipsoide ferromagnético. Las muestras están separadas en cuatro grupos dependiendo de su litología: concreciones de escala métrica (arriba a la izquierda), concreciones de escala centimétrica (arriba a la derecha), margas próximas a los nódulos (abajo a la izquierda) y margas alejadas de las concreciones (abajo a la derecha). El polo de la estratificación se sitúa a 25, 022.

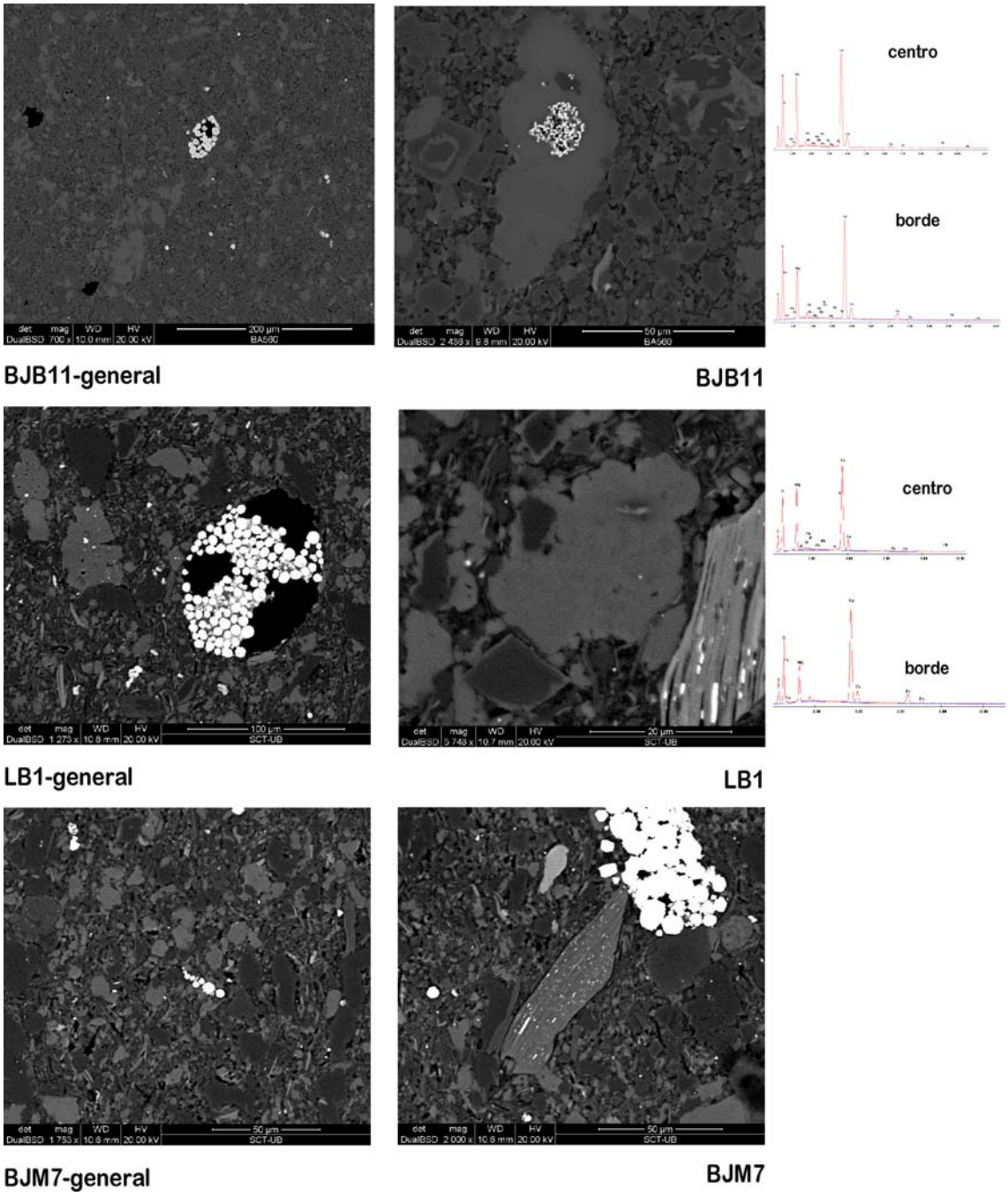


Fig. 2. Muestras seleccionadas de una concreción carbonatada (BJB), de margas próximas a los nódulos (LB) y de los niveles margosos (BJM). Los difractogramas indican la composición de los cristales romboédricos de dolomita: sin hierro en el centro y con hierro en el borde.

Referencias

Aharon P., H.H. Roberts and R. Snelling (1992) Submarine venting of brines in the deep Gulf of Mexico: observation and geochemistry. *Geology* 20, 483–486.

Propiedades magnéticas del máximo térmico del Paleoceno-Eoceno en el Pirineo centro-occidental, ¿indicadoras de cambio climático?

Oliva-Urcia, B.(*), Samsó, J.M.(**), Gil Peña I.(***), Soto, R. (****), Rosales, I.(***)

(*) Universidad de Zaragoza. Dpt. Ciencias de la Tierra, Geod. Interna. Pedro Cerbuna 12 50009 Zaragoza. boliva@unizar.es
(**) Geólogo consultor. C. Mayor 30 22700 Jaca.
(***)IGME, La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid
(****)IGME, Oficina de Zaragoza. Manuel Lasala 44, 9B. 50006 Zaragoza

Resumen
En este trabajo se presenta el estudio preliminar de las propiedades magnéticas (susceptibilidad magnética, remanencia –NRM–, remanencia anhisterética –ARM– y saturación isotérmica –SIRM–) de dos columnas de materiales que engloban el límite Paleoceno-Eoceno de la zona centro-occidental pirenaica. La columna más septentrional (situada en la localidad de Bujaruelo) se extiende 30 m aproximadamente y la más meridional (situada en el estrecho de Entremón, anticlinal de Mediano), comprende 70 m aproximadamente. Ambas columnas están separadas unos 50 km en planta, representando la segunda columna un medio más proximal que la segunda. El espaciado de muestreo varía entre 5 m y 5 cm. Con este estudio, se pretende correlacionar arealmente las dos columnas y determinar si los cambios sedimentológicos observados responden a causas globales o locales.
El estudio de la fauna bentónica permite situar el límite Paleoceno-Eoceno coincidiendo con un cambio litológico de rocas carbonatadas a rocas margosas. En el caso de Bujaruelo, el cambio litológico va acompañado además de la presencia de Nummulítidos, mientras que en Entremón la margas interpretadas como la base del Eoceno son abióticas. En ambas columnas, este cambio litológico va acompañado de cambios en las propiedades magnéticas de los materiales muestreados, cuyo análisis son el objetivo de este trabajo. Observaciones preliminares indican que la susceptibilidad magnética es mayor en las margas y menor en las rocas con mayor proporción de carbonato. Este aumento de la susceptibilidad magnética es gradual en Bujaruelo (empieza a aumentar 6 m por debajo del límite Paleoceno-Eoceno), mientras que en Entremón es brusco y directamente relacionado con la aparición de las margas. En ambas columnas las variaciones de la ARM y SIRM son semejantes, y coinciden con las variaciones en la susceptibilidad magnética. Las variaciones de ARM y SIRM indican un aumento de minerales ferromagnéticos en los materiales margosos y una distribución de tamaños de grano del mineral ferromagnético blando similar a lo largo de la columna.

Introducción
El máximo térmico Paleoceno-Eoceno (PETM por sus siglas en inglés) es la expresión de un evento climático muy rápido de calentamiento global que indujo un aumento de las temperaturas a escala global de hasta 8ºC en aguas superficiales, alcanzándose las temperaturas globales más elevadas de todo el Cenozoico. Este evento tuvo lugar hace aproximadamente unos 55 millones de años y tuvo una duración de unos 20.000

años. La causa de este aumento de temperatura se supone debida a un incremento en los niveles de CO_2 atmosférico, que ascendieron hasta valores similares a los actuales (Zachos et al., 2001). Estudios recientes apoyan la hipótesis de que la rápida liberación y posterior oxidación de hidratos de gas y metano termogénico de los sedimentos oceánicos es la causa principal de estos cambios ambientales, una causa que produce un efecto análogo a la quema de combustibles fósiles moderna (Gibbs et al., 2010 y referencias)
Variaciones de las propiedades magnéticas de sedimentos y rocas pueden ser utilizadas para constatar cambios climáticos globales. Por ejemplo, se ha encontrado que el aumento de meteorización produce un aumento de aportes de paramagnéticos justo en el límite PETM (Villasante et al, 2009). Por otra parte, la formación sinsedimentaria y/o durante la diagénesis temprana de minerales ferromagnéticos y la estabilidad de los minerales ferromagnéticos detríticos depende de las condiciones de pH, oxígeno y del potencial redox (oxidación-reducción o Eh) de las aguas, que a su vez depende de las condiciones de equilibrio químico océano-atmósfera. El análisis de las variaciones de las propiedades magnéticas se está utilizando en estudios de cambios globales recientes principalmente a partir de sedimentos marinos. No han recibido tanta atención los sedimentos continentales y mucho más escasos son los estudios de cambios climáticos más antiguos, como el ocurrido en el límite Paleoceno-Eoceno. En este trabajo se presenta el estudio magnetomineralógico de este límite en la comarca de Sobrarbe, provincia de Huesca, a partir del estudio de dos columnas estratigráficas, una situada al norte en Bujaruelo y otra al sureste de ésta, en la zona del estrecho de Entremón, en el anticlinal de Mediano. Las variaciones en la sedimentación en esta zona del Pirineo centro-occidental no sólo dependen de cambios a escala global (climáticos, variaciones del nivel del mar, cambios en la profundidad del nivel de compensación de la calcita…), sino también de cambios a escala local debida a la evolución tectónica pirenaica.

Metodología y resultados preliminares

La primera parte del estudio ha consistido en el muestreo mediante perforadora de gasolina refrigerada con agua de muestras discretas tomadas en intervalos de 5 m a 5 cm. Y la segunda parte del trabajo ha sido el análisis de las siguientes propiedades magnéticas: susceptibilidad magnética, remanencia natural (NRM), remanencia anhisterética (ARM) medida en un campo de desmagnetización de 100 mT y remanencia de saturación isotérmica (SIRM) a 150, 500 y 1800/1900 mT. A su vez, este estudio magnético ha ido acompañado de un estudio sedimentológico y paleontológico (microforaminíferos) a detalle y la correlación de las dos columnas estudiadas con un nivel de resolución superior al de los estudios faunísticos clásicos.
Los resultados obtenidos en ambas columnas han permitido caracterizar las posibles variaciones magnéticas y ambientales en distintos ambientes sedimentarios, puesto que los materiales de la columna de Bujaruelo (más septentrional) se corresponden con ambientes marinos más profundos que los materiales de la columna de Entremón, que se corresponden con ambientes más someros y marginales.

Los resultados preliminares de la susceptibilidad magnética indican un aumento de la cerca del límite Paleoceno-Eoceno, especialmente relacionado con el cambio litológico de margas a material con mayor proporción de carbonato. En el caso de la columna de Bujaruelo, el aumento de la susceptibilidad se produce unos 6 m por debajo de lo que se considera el límite PETM (de valores negativos a 0,05 y 0,1 x 10^{-6} m^3/kg), observándose varios ciclos de aumento y disminución relativa de la susceptibilidad hasta caer a valores próximos a 0 o negativos a techo de las margas. Por el contrario, en los materiales del Entremón la susceptibilidad magnética aumenta bruscamente en lo que se considera el límite PETM (de valores negativos pasan a 0,05 x 10^{-6} m^3/kg), cayendo a valores negativos inmediatamente por encima de las margas. Este aumento de la susceptibilidad en Bujaruelo antes del inicio de las margas podría hablar de un

aumento gradual de la meteorización antes incluso del límite Paleoceno-Eoceno, que determinaría el inicio de aportes de minerales de la arcilla a la cuenca.

Las variaciones de la ARM (de valores menores de 1 x 10^{-6} a 1,4 x 10^{-5} Am^2/kg) y SIRM (de valores próximos a 0 aumentan a 3 x 10^{-4} Am^2/kg) están relacionadas con la concentración de los minerales ferromagnéticos, observándose el mismo tipo de variación que con la curva de la susceptibilidad magnética. En la columna de Bujaruelo los valores de SIRM son varios órdenes de magnitud más elevados que en Entremón, lo que podría estar relacionado con una mayor contribución relativa de minerales ferromagnéticos.

Conclusiones

El estudio de las propiedades magnéticas de los materiales que engloban el límite Paleoceno-Eoceno del Pirineo centro-occidental indican variaciones significativas coincidiendo con dicho límite. Se ha constatado que dicho cambio en las propiedades magnéticas coincide con un aumento gradual en el aporte de detríticos a la cuenca que da lugar finalmente al desarrollo de un nivel de margas con evidencias de anoxia. En la actualidad se está realizando un estudio más detallado de la mineralogía magnética de los materiales muestreados para descifrar el origen de las variaciones de las propiedades magnéticas en las columnas, y relacionar dichos cambios con causas globales o locales.

Agradeciemientos

Este trabajo cuenta con la financiación de las ayudas a la investigación de la Comarca de Sobrarbe 2009 y el proyecto CGL2009-08969.

Referencias

Gibbs, S., Stoll, H.M., Bown, P.R., Bralower, T.J. (2010) Ocean acidification and surface water carbonate production across the Paleocene-Eocene termal maximum. *Earth Plante. Sci. Lett*., 295: 583-592.
Villasante-Marcos, V., Hollis, C.J., Dickens, G.R., Nicolo, M.J. (2009). Rock magnetic properties across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum in Marlborough, New Zealand. *Geologica Acta*, 7 (1-2): 229-242.
Zachos, J.C; Shackleton, N.J; Revenaugh, J.S; Palike, H.; Flower, B.P. (2001). Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene boundary. *Science*, 292(5515):274-278.

Caracterização magnética e pedológica dos solos entre Coimbra e Montemor-o-Velho, Portugal central

A.M. Lourenço (*), E. Sequeira (**), H. Sant'Ovaia (***), C.R. Gomes(****)

(*) Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, ana.maria.malho@gmail.com
(**) Departamento de Pedologia, Estação Agronómica Nacional, eugenio.sequeira@sapo.pt
(***) DGAOT; Centro de Geologia Universidade do Porto, hsantov@fc.up.pt
(****) CGUC, Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, romualdo@dct.uc.pt.

No presente estudo foram analisadas amostras de solos numa área com cerca de 200 km^2 entre Coimbra e Montemor-o-Velho, Portugal central (fig.1). Foram colhidas amostras à superfície numa malha quadrada 1 kmx1 km e em profundidade, em perfis de solo (*n*=134). Na área afloram, a este, rochas metamórficas pré-câmbricas e a oeste rochas sedimentares do Mesozóico e do Cenozóico (rochas gresosas e carbonatadas). A preparação das amostras para determinação dos parâmetros magnéticos foi feita seguindo o protocolo previamente definido por diversos autores (*e.g*. Maher, B., 1986; Chaparro *et al*., 2006). Mediram-se a susceptibilidade magnética por massa (χ numa balança de susceptibilidade magnética Kappabridge, modelo KLY-4S da Agico do Centro de Geologia da UP, a Magnetização Remanescente Natural (MRN), a Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI) a 1 T (tesla), -25 mT, -100 mT e -300 mT e determinaram-se as *S-ratio* (quadro I). Para estas últimas determinações foram usados um magnetómetro Minispin e um magnetizador, (ambos Molspin) do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra. Fez-se a caracterização morfológica dos perfis de solo (quadro II) e determinaram-se os parâmetros pedológicos das amostras colhidas em profundidade, tendo sido estabelecida a correlação entre estes e os parâmetros magnéticos. Analisou-se a variação dos parâmetros magnéticos à superfície e em profundidade e identificaram-se as possíveis fontes responsáveis pelo aumento dos parâmetros magnéticos. Da análise destes parâmetros, e a partir do mapeamento da $MRI_{1\ T}$, verificou-se que os valores mais elevados se situam junto a vias de comunicação, linhas de água e em solos desenvolvidos a partir de rochas metamórficas. Os valores dos *S-ratios* a -100 mT e -300 mT confirmam a presença de estruturas ferrimagnéticas. Nos perfis de solo verificou-se que os valores mais elevados da c se situam nos horizontes superficiais (fig.2).

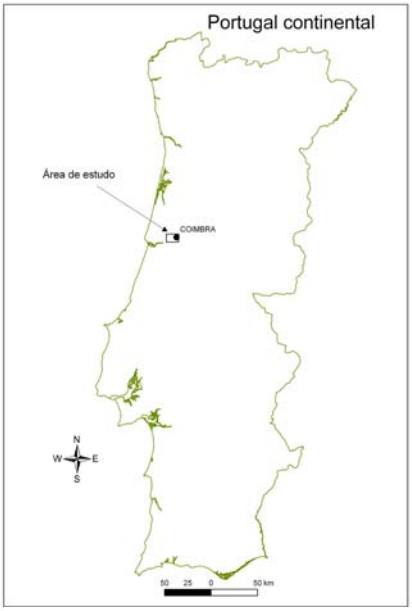


Fig.1-Localização da área de estudo.

A susceptibilidade magnética apresenta uma boa correlação com os valores da MRI 1T (r=0,9). O aumento da susceptibilidade nos horizontes superficiais do solo poderá estar relacionado com a contribuição antrópica de partículas magnéticas,

com origem no centro urbano e nalgumas unidades industriais na periferia deste. Nalguns casos, este aumento é maior no horizonte B, o que pode estar, relacionado com a presença da matéria orgânica, sugerindo assim uma contribuição pedogénica preferencial (Chaparro *et al.,* 2002). A contribuição litogénica evidencia-se nas amostras colhidas em locais cujo substrato geológico é constituído por rochas metamórficas, reflectindo a composição mineralógica deste tipo de rochas.

Os valores elevados junto às vias de comunicação estão associados com a deposição de partículas ferrimagnéticas produzidas pela circulação automóvel o que está de acordo com estudos similares (*e.g.,* Lourenço *et al*., 2004, Gomes *et al*., 2006, Rocha *et al*., 2009; Hoffmann *et al*., 1999, Knab *et al*., 1998).

Quadro I – Resumo estatístico das medições efectuadas.

	$MRI_{1\,T}$ (E^{-3}) (A m^2 kg^{-1})	S_{-25}	S_{-100}	S_{-300}	χ($10^{-6}m^3kg^{-1}$)
Máx.	107,40	0,59	1,03	1,10	12,50
Min.	0,59	0,03	0,38	0,48	0,05
Média	18,23	0,24	0,80	0,91	0,69

Quadro II – Descrição morfológica de um perfil de solo (perfil nº4).

Horizonte	Profundidade (cm)	Descrição
A_1	0-2	Pardo avermelhado (2,5YR 5/4). Poroso, solto, grumoso. Presença de muitas raízes finas e muita matéria orgânica. pH: 5.
A_2	2-25	Pardo acinzentado (7,5 YR 7/5). Textura franco-argilosa, aderente, compacto. Estrutura anisoforme, forte, com muitas raízes na transição para B. pH: 4,5.
B	25-50	Pardo oliváceo claro (2,5Y 5/4). Aderente, compacto, estrutura anisoforme, textura franca. pH: 4,5.
B/C	50-100	Pardo (7,5YR 5/2). Franco-argilo-limoso, pouco aderente, compacto. Estrutura grumosa fina. Muitas raízes finas. pH:4,5.
C	100- ...	Rosa (7,5 YR 7/4). Textura areno-franca, solto, não aderente. Sem efervescência ao HCl. pH: 4.

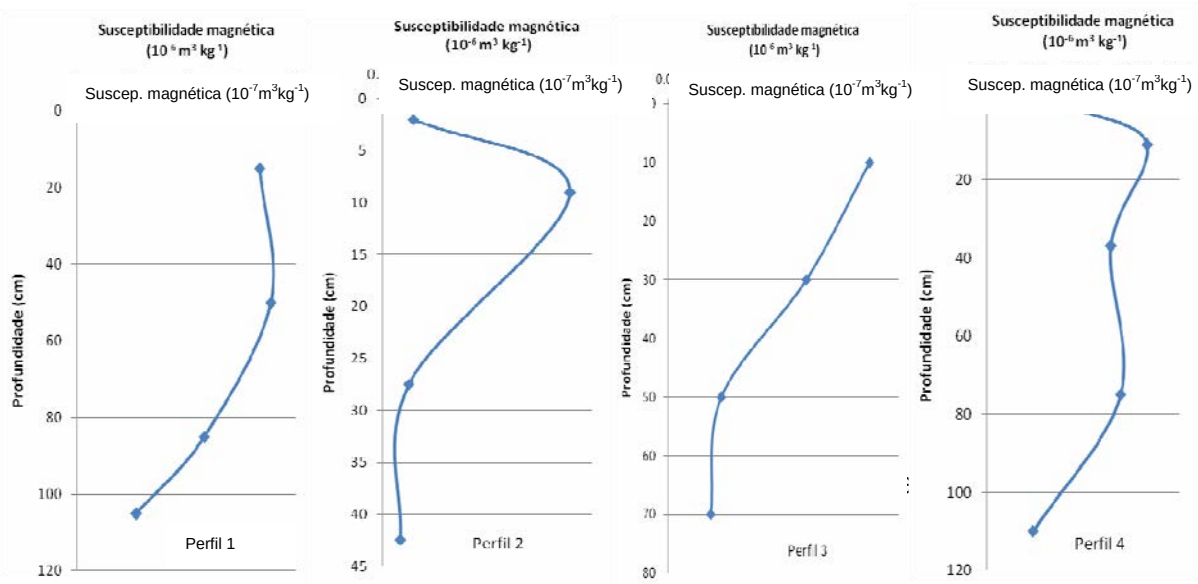


Fig.2- Variação da susceptibilidade magnética em profundidade.

Este estudo evidencia as vantagens da utilização das propriedades magnéticas, para delimitação de zonas onde os efeitos da poluição urbana, particularmente a poluição automóvel, são mais evidentes, embora a contribuição litológica também seja importante. As áreas de influência de fontes de poluição podem ser facilmente caracterizadas através da medição da susceptibilidade magnética ou da MRI, a 1T, dado existir uma boa correlação entre estes dois parâmetros.

Referencias

Chaparro, M.A.E., Gogorza, C.S.G., Chaparro, M.A.E., Irurzun, M.A. e Sinito, A.M. (2006) Review of magnetism and heavy metal pollution studies of various environments in Argentina. *Earth Plan. Space* (58): 1411-1422.

Chaparro, M. A. E.; Gogorza, C. S. G.; Lavat, A.; Pazos, S. e Sinito, A. M. (2002) Preliminary results of magnetic characterisation of different soils in the Tandil region (Argentina) affected by pollution by a metallurgical factory. *Eur. J. Env. Eng. Geophys*. (7): 35-58.

Gomes, C. R., Rocha, A. L. F., Neves, L. F. e Rey, D. G. (2006) A influência do tráfego rodoviário na qualidade do ar em meios urbanos: Um estudo na cidade de Coimbra. *Actas 2º Cong. Luso-Brasileiro para o Planeamento Urbano, Regional, Integrado e Sustentável.* Pluris 2006, Braga, Portugal.

Hoffmann, V., Knab, M., e Appel, E. (1999) Magnetic susceptibility mapping of roadside pollution. *J. Geoch. Explor*. (66): 313-326.

Knab, M., Hoffmann, V., Appel, E., Jordanova, N. e Beck, R. (1998) Magnetic Mapping of Road-Side Pollution and Correlation With Heavy Metals. *Geologica Carpathica* (49): 237.

Lourenço, A. M., Gomes, C.R., Rey D. e Pratas, J. (2004) Parámetros magnéticos de los suelos de la periferia de Coimbra (Portugal), VI Congreso Geológico de Espanha, Zaragoza, 12-15 Julio, *Geo-Temas*, 6 (4): 299-302.

Maher, B.A., (1986) Characterisation of soils by mineral magnetic measurements. *Phys. Earth Plan. Int.* (42): 76-92.

Rocha, F., Lourenço A.M. e Gomes, C.R. (2009) Relationships between magnetic parameters, toxic elements content and clay minerals of topsoil of an area near Coimbra, Central Portugal. *Book of Abstracts, Clays, clay minerals and layered materials* – CMLM2009, Zvenigorod (MR), Rússia, 276.

Magnetic properties and anisotropy constant of goethite single crystals at saturating high fields

Fátima Martín-Hernández (*), M. Mar García Hernández (**)

(*) Fátima Martín-Hernández, Dep. Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense de Madrid, fatima@fis.ucm.es.
(**) M. Mar Garcia Hernández, Instituto de Ciencia de Materiales de Madrid (CSIC)

Goethite is an antiferromagnetic iron-oxy-hydroxide (α-FeOOH) that crystallizes in the orthorhombic system. Goethite crystals are made out of smaller crystallites of which magnetic properties are coupled by the interaction between crystallites (Mørup 1990; Coey, Barry et al. 1995).

Over the last century, goethite has been identified in soils and sediments on Earth (e.g., Evans and Heller 2003) and on the Martian surface (Bibring, Arvidson et al. 2007). Thus there is a strong interest in its magnetic and physical properties. However, the high magnetic fields required to reach reversible behavior makes it difficult to evaluate coercivity and derived properties (Coey, Barry et al. 1995; Maher, Karloukovski et al. 2004; Rochette, Mathe et al. 2005).

This work reports the first anisotropy constant of eleven goethite crystals by DC magnetometry techniques, using fields up to 9 T where the reversibility of the hysteresis loops has been observed. Eleven samples from six different natural crystals of goethite from Morocco have been measured in order to determine the first anisotropy constant. Hysteresis curves were determined at 300 K and 5 K up to 9T using a Physical Property Measurement System (PPMS) Magnetometer (manufactured by Quantum Design). The first anisotropy constant of goethite has been computed according to a uniaxial anisotropy model with the easy axis aligned with the applied field, with K=Ms Bc/2 due to magnetization rotation (Morrish 1965; Cullity 1972)

Hysteresis loops reach the reversible state at fields ranging from 2 T to 3 T at room temperature and low temperature (Figure 1).

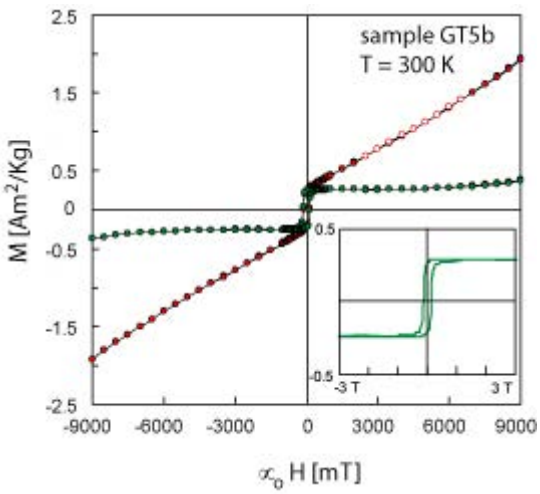


Figure 1: Hysteresis loops in applied fields up to 9 T on sample GT5b. Red circles correspond to the actual measured data, open red circles correspond to data where saturation is assumed and have been used to compute the paramagnetic susceptibility slope, green symbols correspond to the hysteresis corrected by the paramagnetic slope. The inset shows the central part of the hysteresis loops after the paramagnetic slope correction.

The derived first anisotropy constant is well grouped (Figure 2) and consistent with reported values of natural goethite fractions at room temperature (Dekkers 1989). Values are low temperature are lower than reported values (Coey, Barry et al. 1995), offering a new lower boundary for this property.

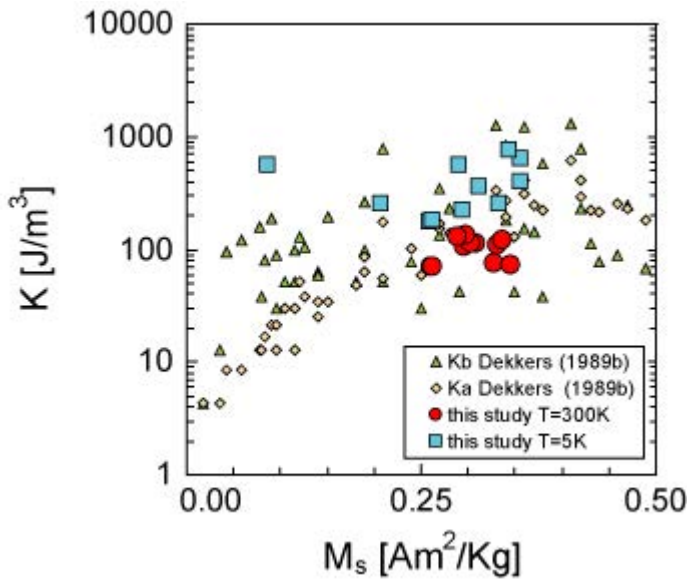


Figure 2: First anisotropy constant as a function of the saturation magnetization in goethite single crystals from this study and previously reported values. Red circles correspond to single crystals from this study at 300 K, blue squares correspond to single crystals from this study at 5K, diamonds (Ka) and triangles (Kb) correspond to already reported values at room temperature by Dekkers (1989) using the formulas expressed by O'Reilly (1984) and Stacey and Banerjee (1974) respectively.

Referencias

Bibring, J. P., R. E. Arvidson, et al. (2007). "Coupled Ferric Oxides and Sulfates on the Martian Surface." Science 317(5842): 1206-1210.
Coey, J. M. D., A. Barry, et al. (1995). "Spin flop in goethite." J. Phys. Condens Matter 7: 759-768.
Cullity, B. D. (1972). Introduction to Magnetic Materials. Reading, MA, Addison-Wesley.
Dekkers, M. J. (1989). "Magnetic properties of natural goethite—I. Grain-size dependence of some low- and high-field related rock magnetic parameters measured at room temperature." Geophysical Journal International 97: 323–340.
Evans, M. E. and F. Heller (2003). Enviromental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics. London, Accademic Press.
Maher, B. A., V. V. Karloukovski, et al. (2004). "High-field remanence properties of synthetic and natural submicrometre haematites and goethites: significance for environmental contexts." Earth and Planetary Science Letters 226(3-4): 491-505.
Morrish, A. H. (1965). The Physical Principles of Magnetism. New Yort, John Wiley.
Mørup, S. (1990). "Mössbauer effect in small particles." Hyperfine Interactions 60(1): 959-973.
O'Reilly, W. (1984). Rock and Mineral Magnetism. Glasgow, Blackie.
Rochette, P., P. E. Mathe, et al. (2005). "Non-saturation of the defect moment of goehtite and fine-grained hematite up to 57 teslas." Geophysical Research Letters 32: L2239, doi: 10.1029/2005GL024196.
Stacey, F. D. and S. K. Banerjee (1974). The Physical Principles of Rock Magnetism. Amsterdam, Elsevier.

Magnetic fabrics from the Lusitanian basin, Portugal

Ruth Soto (*), Belén Oliva-Urcia (**), Antonio M. Casas-Sainz (**),
José Carlos Kullberg (***) & Juan J. Villalaín (****)

(*) IGME, Oficina de Zaragoza, C/Manuel Lasala 44, 9B, 50006 Zaragoza, r.soto@igme.es
(**) Dpto. Ciencias de la Tierra, Univ. Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 50009 Zaragoza
(***) Dpto. Ciências da Terra & CICEGe, FCT/Univ. Nova de Lisboa, 2829-516 Caparica, Portugal
(****) Dpto. Física, Univ. Burgos, Av. Cantabria, 09006 Burgos

The results of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) analyses carried out in syn-rift Upper Triassic and Jurassic rocks from the Lusitanian basin are presented here. The Lusitanian basin represents a Late (?) Triassic-Early Cretaceous rift-related basin associated to the opening of the North Atlantic Ocean, whose syn-rift kinematics are not yet well constrained. All scalar magnetic values measured (Km, P', T, L and F) correspond to typical weakly deformed sediments. Most magnetic ellipsoids are oblate, with the minimum susceptibility axes perpendicular to the bedding plane. A well-defined magnetic lineation of tectonic origin found in most sites is interpreted as the stretching direction resulting from the extensional deformation characterising that period. The distribution of the magnetic lineation in the Upper Triassic and Hettangian rocks presents a directional maximum oriented ESE-WNW (~N110), whereas the Jurassic rocks show two directional maxima oriented N-S and NNE-SSW. The interpretation of these data indicates a change in the extensional conditions governing the Lusitanian basinal stage from the Late Triassic to the Jurassic that might indicate changes on the extensional faults acting during the rifting period.

A transtensional basin model for the Organyà basin (central southern Pyrenees) based on AMS data

Oliva-Urcia, B. (*), Casas, A.M (*), Soto, R., (**), Villalaín, J.J. (***), Kodama, K. (****)

(*) Dpto. Geodinámica Interna. Fac. Ciencias. Universidad de Zaragoza. Pedro Cerbuna 12. 50009 Zaragoza. boliva@unizar.es. Fax: 976761106
(**) IGME. Oficina de Zaragoza. C/ Manuel Lasala 44, 9B. 50006 Zaragoza.
(***) Dep. de Física. Universidad de Burgos. Escuela Politécnica Superior. Avenida Cantabria S/N. 09006 Burgos
(****) Center for Advanced Marine Core Research, Nankoku, 783-8502 Kochi, Japan

Abstract

This work deals with anisotropy of the magnetic susceptibility (AMS) and the study of brittle mesostructures of the inverted extensional basin of Organyà (central southern Pyrenees). The separation of subfabrics (analyses of AMS at low temperature and anisotropy of the anhystretic remanence -AARM-) enables the proper interpretation of AMS. The combination of the magnetic fabric analyses and brittle mesostructures has provided new data to clarify the structural evolution of the basin and a new model for the Aptian-Albian basin times has been proposed. Twenty sites for the magnetic fabric analysis were sampled in marls. The AMS ellipsoids obtained at room temperature show their k_{max} axes oriented NW-SE in 70% of the samples, N-S in 15% and NE-SW in 15%. Analyses of AMS at low temperature show a better clustering of the axes of the magnetic ellipsoid whereas the analyses of the AARM confirm the scattering of the ferromagnetic grains.
The direction of the magnetic lineation obtained from the AMS at room and low temperatures, agrees with the orientation of the stress field obtained from the analysis of brittle mesostructures (mainly faults and calcite-filled tension gashes) indicating its tectonic origin. We interpret the orientation of the magnetic ellipsoids related to the transtensional movements linked to the formation of the Organyà basin during the Aptian-Albian interval, which are consistent with the eastward displacement and rotation of Iberia with respect to Europe. This transtensional stage has been also characterised here by the analysis of brittle mesostructures developed contemporaneous. The analysis of tension gashes indicates a main NW-SE extension direction, whereas paleostress analysis of striated faults shows a more N-S trending. The transtensional model proposed from AMS and brittle mesostructure data from the Organyà basin during the Aptian-Albian is consistent with the creation of a strongly subsiding area south of the Axial Zone during the Cretaceous.

Keywords: AMS, brittle mesostructures, transtension, Organyà basin, Pyrenees, Early Cretaceous

Modelo de Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) en el rango de bajo campo (2-450 A/m) para mono cristales de hematites: hacia la determinación de un valor de referencia del elipsoide de anisotropía.

Sara Guerrero Suárez (Universidad Complutense de Madrid, saguerre@pas.ucm.es,

Fátima Martín Hernández (Universidad Complutense de Madrid, fatima@fis.ucm.es

La magnetización para materiales multidominio en campos magnéticos inferiores al coercitivo viene descrita por la ley empírica de Rayleigh, $M = \kappa H + \alpha H^2$, donde κ es la susceptibilidad inicial y α el coeficiente de Rayleigh (e.g., Morrish 1965). Esta relación polinomial de segundo grado de la susceptibilidad magnética con el campo es fácilmente observable, con el instrumental del que disponemos, en minerales como la magnetita en el que la susceptibilidad es constante con el campo aplicado (Hrouda 2002), pero no así, en aquellos que por diversos factores poseen una zona de Rayleigh un orden inferior al rango de medida de instrumentos como el KLY-4S.

En el caso de la pirrotina se ha comprobado que la variación de la susceptibilidad con el campo viene condicionada por el tamaño de grano (Worm, Clark et al. 1993). En titanomagnetita por el contenido de titanio (Jackson, Moskowitz et al. 1998). En hematites se ha observado que la dependencia de la susceptibilidad con el campo varía de un cristal a otro (Hrouda 2002). Estas variaciones en la susceptibilidad pueden conducir a variaciones en la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM), utilizada para correcciones por “inclination shallowing”, o invalidar nuevos métodos de separación de subfábricas magnéticas (Hrouda, Chlupacova et al. 2006; Hrouda 2009; Hrouda, Faryad et al. 2009)

Durante este estudio se intentará determinar cuáles son los parámetros que caracterizan la susceptibilidad magnética de la hematites en función del campo aplicado, cómo afectan al módulo y dirección de la ASM, intentar establecer un modelo empírico y acotar el valor del grado de anisotropía.

Para el estudio se ha contado con 15 cristales de hematites, 14 de ellos de Brasil y uno de ellos de la isla de Elba, que se han dividido en un total de 43 muestras. La ASM se ha medido con el KLY-4S en un rango de campo de (H= 2-450 A/m). A partir de la cual se han obtenidos los autovalores y autovectores (ejes principales del tensor) (Jelínek 1981). La variación de los parámetros de grado y forma del elipsoide en función del campo aplicado. El comportamiento del valor medio de la susceptibilidad con el campo, así como la correspondiente a los ejes principales del tensor. Para completar el estudio se han realizado medidas del ciclo de histéreis, remanencia magnética isoterma (IRM) y desimanación isotérmica por campos estáticos (“backfield IRM”) hasta un campo de 500 mT, para determinar los valores de Hc, Hcr, Ms, Mrs. Las medidas se han realizado en un coercitómetro (Jasonov, Nourgaliev et al. 1998)

Además de un análisis de difracción de rayos X para obtener el espectro, los parámetros de red y la dimensión de los dominios físicos.

El rango de valores obtenidos para la forma y grado del elipsoide son bastante amplios. Para el grado, P', varía entre (0-1500) y para la forma, T, (-0.6;1), es decir, ha habido muestras que con la aplicación del campo han variado su forma de prolatos a oblatos. En la figura1 se muestran los valores de (P',T) obtenidos para un número limitado de muestras a un campo de 300 A/m. En dicha figura se puede observar como el rango de P' varía entre (10-1000) y la forma, T, oscila entre la zona neutra y la perteneciente a elipsoides oblatos.

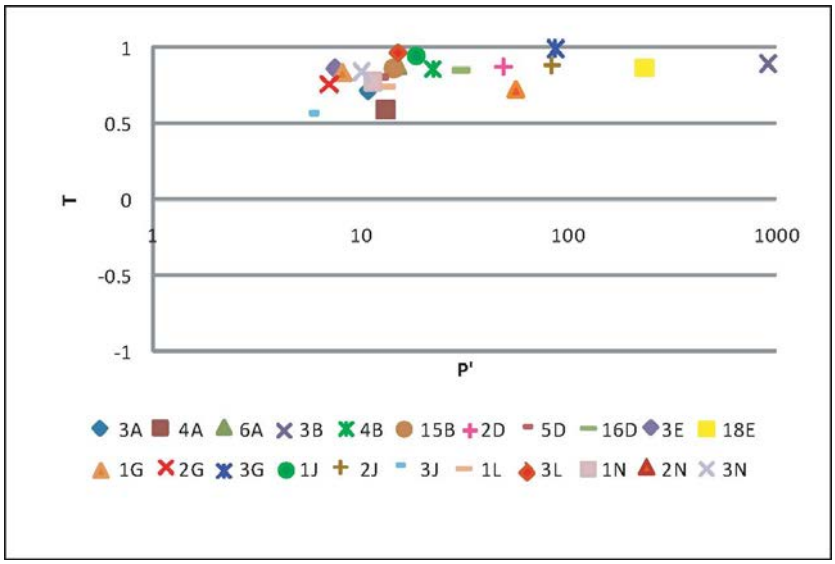


Figura 1: Diagrama de Jelinek para un campo de 300 A/m

En la figura 2 se observa como para una misma muestra según el campo aplicado se puede obtener valores opuestos para la forma del elipsoide y cómo el grado de anisotropía puede variar de (0-450).

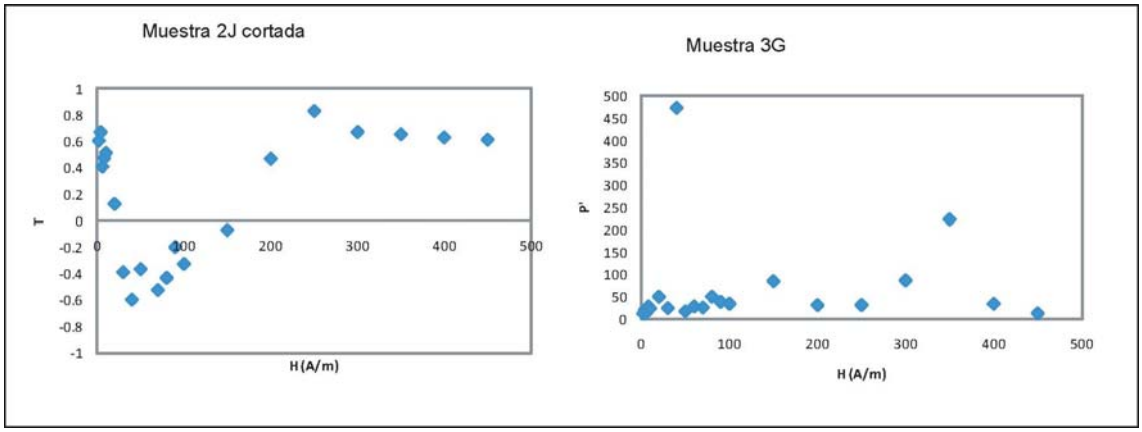


Figura 2: a) Variación de la forma del elipsoide de anisotropía con el campo magnético aplicado, b) Variación del grado de anisotropía con el campo magnético aplicado.

En la figura 3 vemos como en la primera de las gráficas, la susceptibilidad magnética tiene un comportamiento lineal con el campo aplicado, la zona de Rayleigh de dicha muestra sería superior a los 450 A/m. En la segunda gráfica se observa que el

comportamiento lineal sólo podría considerarse hasta los 50 A/m, lo que supone una zona de Rayleigh bastante inferior al caso anterior.

En la figura 4 se representa las direcciones de los ejes principales del tensor de susceptibilidad para el rango de campo de (2-450 A/m). En el primer caso se observa que no hay variación en la dirección, están todas agrupadas. En el segundo caso la dispersión es clara.

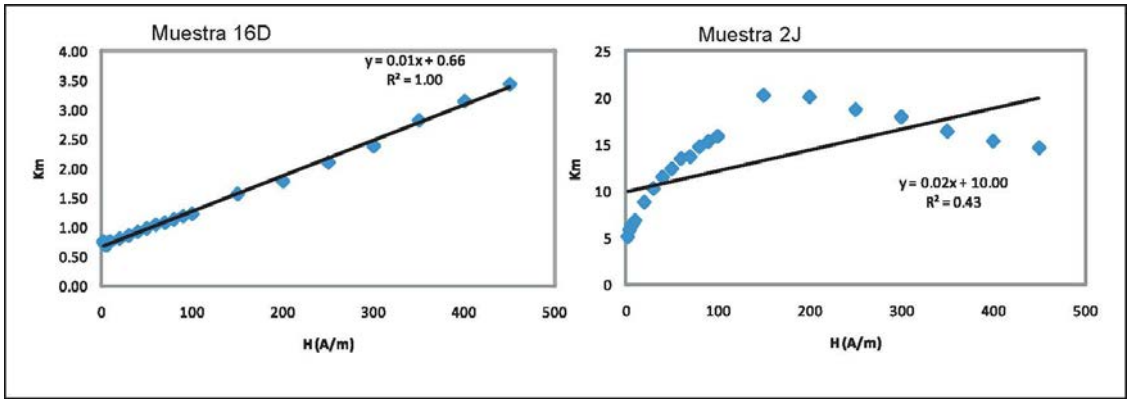


Figura 3 Representación del valor medio de la susceptibilidad magnética frente al campo magnético. a) comportamiento lineal, b) comportamiento no lineal.

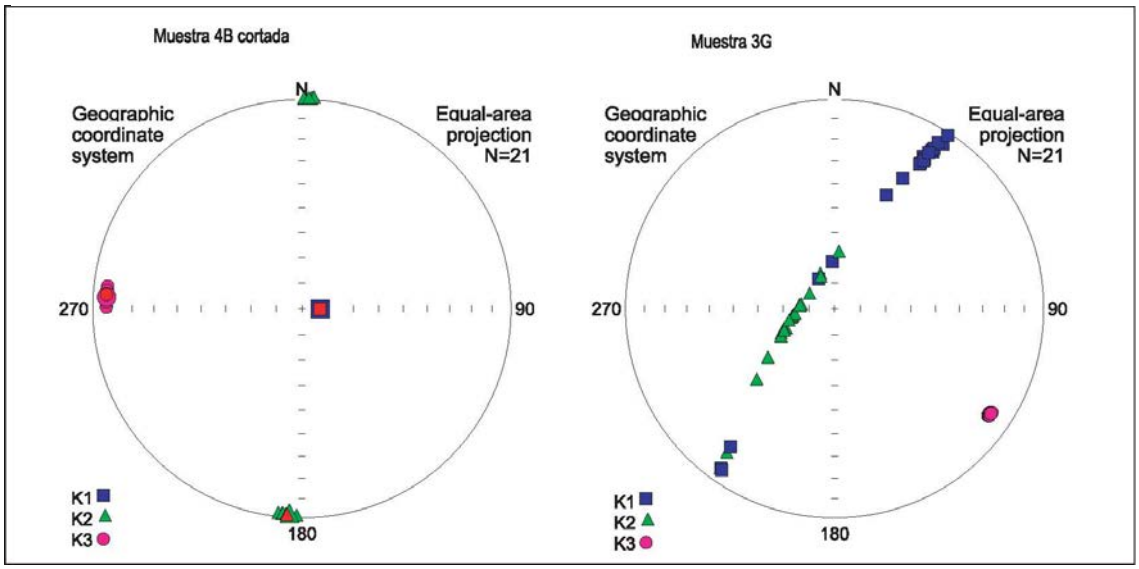


Figura 4: Direcciones principales del elipsoide de anisotropía

Del estudio realizado se concluye que en el caso de la hematites la variación de la susceptibilidad magnética (ASM) con el campo magnético aplicado puede ser tanto de módulo como de dirección. Esta variación se ve afectada por factores como los dominios magnéticos y los dominios físicos.

Referencias:

Hrouda, F. (2002). "Low-field variation of magnetic susceptibility and its effect on the anisotropy of magnetic susceptibility of rocks." Geophysical Journal International 150(3): 715-723.
Hrouda, F. (2009). "Determination of field-independent and field-dependent components of anisotropy of susceptibility through standard AMS measurement in variable low fields I: Theory." Tectonophysics 466(1-2): 114-122.
Hrouda, F., M. Chlupacova, et al. (2006). "Low-field variation of magnetic susceptibility as a tool for magnetic mineralogy of rocks." Physics of The Earth and Planetary Interiors
Developments in Techniques and Methods Related to Rock Magnetism 154(3-4): 323-336.
Hrouda, F., S. W. Faryad, et al. (2009). "Determination of field-independent and field-dependent components of anisotropy of susceptibility through standard AMS measurement in variable low fields II: An example from the ultramafic body and host granulitic rocks at Bory in the Moldanubian Zone of Western Moravia, Czech Republic." Tectonophysics 466(1-2): 123-134.
Jackson, M. J., B. M. Moskowitz, et al. (1998). "Field-dependence of AC susceptibility in titanomagnetites." Earth and Planetary Science Letters 157: 129-139.
Jasonov, P. G., D. K. Nourgaliev, et al. (1998). "A modernized coercivity spectrometer." Geologica Carpathica 49: 224-225.
Jelínek, V. (1981). "Characterization of the magnetic fabrics of rocks." Tectonophysics 79: T63–T67.
Morrish, A. H. (1965). The Physical Principles of Magnetism. New Yort, John Wiley.
Worm, H.-U., D. Clark, et al. (1993). "Magnetic susceptibility of pyrrhotite: grain size, field and frequency dependence." Geophysical Journal International 114: 127–137.

Estudio de la fábrica magnética del plutón de Eaux-Chaudes, sector occidental del Pirineo Axial

Analyses of the magnetic fabric in the Eaux-Chaudes intrusion, western sector of the Axial Pyrenees

E. Izquierdo Llavall (*),T. Román Berdiel (*) A. M. Casas Sainz (*), B. Oliva (*), A. Jabaloy (**), I. Gil Peña (***), R. Soto (****)

(*) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, estheriz@unizar.es
(**) Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada
(***) Área de Cartografía Geocientífica, IGME, Madrid
(****) Departamento de Investigación y Prospectiva Geocientífica, IGME, Zaragoza

Abstract. The magnetic fabric analyses of the Eaux-Chaudes variscan intrusion, Axial Zone of the Pyrenees, shows that the zonation of the low-field magnetic susceptibility is approximately parallel to the lithological contacts. The study of AMS reveals prevalent subhorizontal lineation and foliation, with ENE-WSW strike. The orientation of magnetic foliation points to a NNW-SSE shortening direction. Lineation, that is subhorizontal and describes some sigmoidal features, could be indicative of the dextral transpression that has been proposed by several previous works for the D2 hercynian stage.

Keywords: AMS, granite, Eaux-Chaudes, Pyrenees.

Introducción

Los cuerpos ígneos actúan como marcadores sincinemáticos, capaces de desarrollar y preservar estructuras magmáticas con una orientación que está relacionada con las condiciones tectónicas de emplazamiento. En el caso del Pirineo Axial, su comportamiento como marcadores de la deformación facilita el estudio de la tectónica varisca, que aparece parcialmente enmascarada en la roca encajante por las fases alpinas. Existen numerosos trabajos previos, realizados en granitos del Pirineo, y basados en el análisis estructural a partir del estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) (Leblanc *et al.,* 1996; Gleizes *et al.,* 2001, Román-Berdiel *et al.,* 2004; Antolín *et al.,* 2009). En ellos se propone un proceso de emplazamiento contemporáneo con la fase principal varisca (D2), en la que se desarrollan grandes cabalgamientos de vergencia S y una deformación penetrativa de escala regional (Soula *et al.,* 1986).

El plutón de Eaux-Chaudes es uno de los últimos plutones pirenaicos todavía no estudiados desde el punto de vista estructural. A pesar de su reducida extensión (16 Km^2), presenta unas condiciones de afloramiento favorables para un estudio de este tipo. Por una parte, aflora un perfil vertical de más de 1200 m., que permite la observación de niveles tanto superficiales como profundos de la intrusión. Por otra parte, el cuerpo ígneo aparece soldado a materiales carbonatados cretácicos, que registran la deformación posterior al emplazamiento magmático.

Contexto geológico.

El plutón varisco de Eaux-Chaudes aflora en el extremo noroccidental de la Zona Axial pirenaica y forma parte del manto alpino de Gavarnie (Fig. 1a). Está ubicado en el bloque inferior del cabalgamiento de Lákora - Eaux-Chaudes, que marca la transición entre la Zona Norpirenaica y la Zona Axial.

Desde el punto de vista petrográfico, la intrusión de Eaux-Chaudes muestra una zonación concéntrica normal (Debon, 1976), marcada por la presencia de granodioritas con biotita en la parte interior y granodioritas con biotita y anfíbol en las zonas externas (Fig.1b). Hacia el margen oriental afloran leucogranitos, tanto en el borde de la intrusión como en el interior de las calizas devónicas del encajante. La edad U/Pb obtenida para la intrusión es de 301,2 ± 8,7 Ma (Ternet *et al.,* 2004).

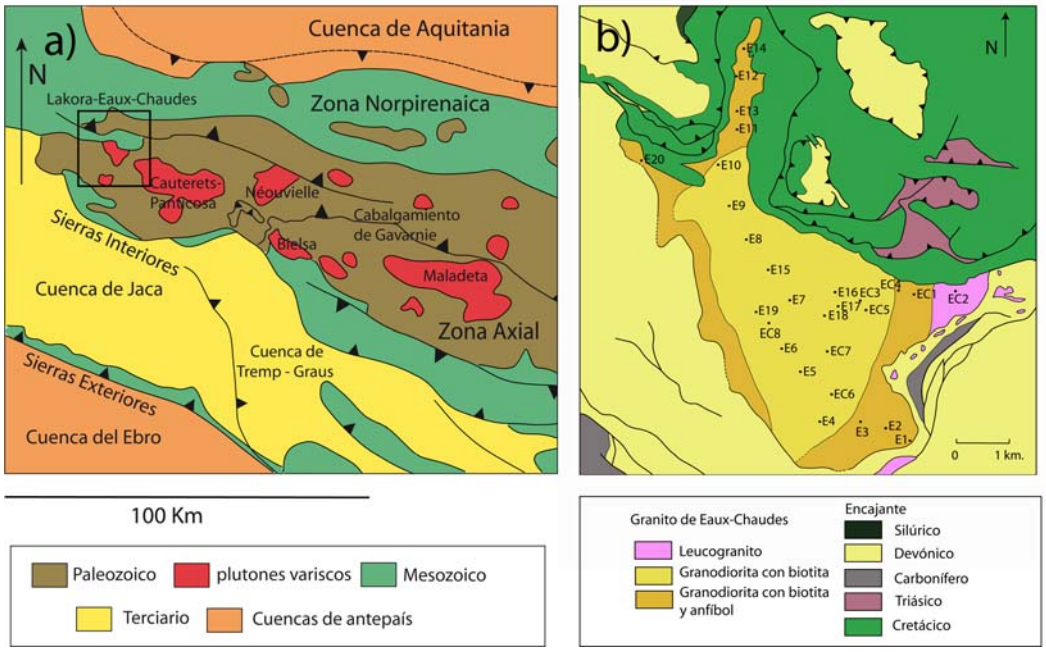


Fig. 1. (a) Mapa general del Pirineo Axial y localización del plutón de Eaux-Chaudes (b) Zonación petrológica y ubicación de las estaciones de muestreo en el plutón de Eaux-Chaudes (modificado de Debon, 1976).

Análisis de ASM

El análisis de la fábrica magnética ha sido realizado a partir de los datos de 28 estaciones de muestreo (Fig. 1b). En total, se han obtenido 290 especímenes, y un promedio de 10 medidas por estación. Los especimenes han sido analizados mediante el susceptómetro KLY-3S Kappabridge (AGICO, República Checa) del laboratorio de magnetismo de la Universidad de Zaragoza.

Susceptibilidad magnética

Los valores de susceptibilidad magnética (Km) varían entre $19{,}23 \cdot 10^{-6}$ S.I., en la parte central del plutón, y $320{,}27 \cdot 10^{-6}$ S.I. en el extremo septentrional (Fig. 2 a,b). El valor promedio obtenido para el conjunto de estaciones es de $161 \cdot 10^{-6}$ S.I.

El mapa de zonación de la susceptibilidad magnética (Fig. 2a) indica un aumento progresivo del valor de Km desde la parte central hacia los márgenes de la intrusión, excluyendo el afloramiento de leucogranitos, que presenta un valor de susceptibilidad de $41 \cdot 10^{-6}$ S.I. Las isolíneas son subparalelas a los contactos petrográficos y describen una geometría aproximadamente concéntrica. El paralelismo entre los valores de Km y la zonación petrográfica, así como los bajos valores obtenidos, apuntan hacia un origen predominantemente paramagnético de la susceptibilidad.

Mineralogía magnética

El estudio de la fábrica magnética se ha completado mediante la elaboración de curvas termomagnéticas en 9 estaciones. Se ha empleado el susceptómetro KLY-3S Kappabridge, que en combinación con el CS-3 (Agico, República Checa), permite la medida de cambios termales en la susceptibilidad de rocas débilmente magnéticas.

Las curvas termomagnéticas indican que Eaux-Chaudes es un plutón dominantemente paramagnético aunque en algunas muestras se han detectado sulfuros de hierro ferromagnéticos, comunes como accesorios en rocas graníticas.

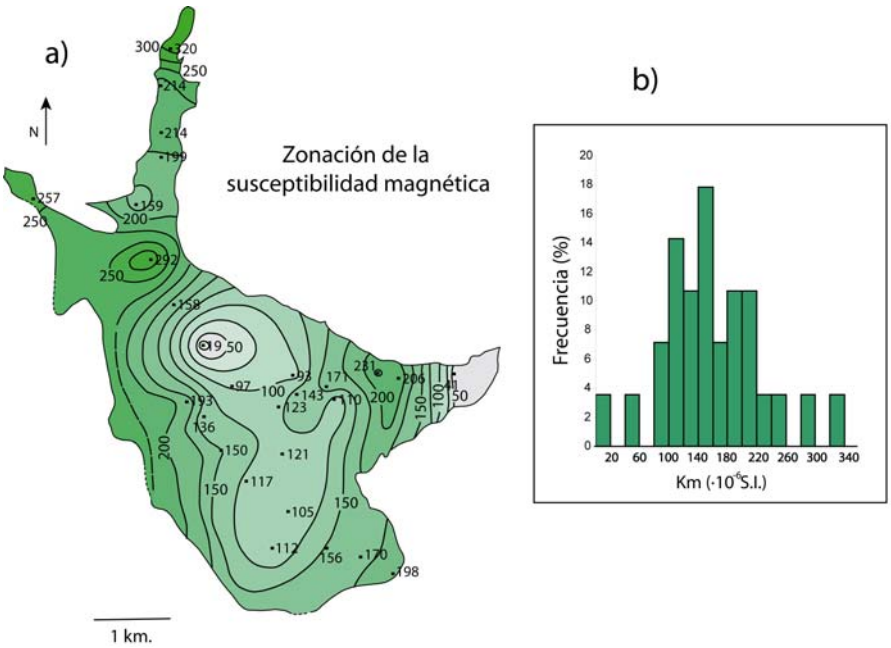


Fig. 2. (a) Mapa de zonación de la susceptibilidad magnética (Km en 10^{-6} SI) del plutón de Eaux-Chaudes. (b) Histograma de frecuencias de Km

Fábrica magnética.

La orientación de la foliación magnética es variable, pero predominan los planos subhorizontales de dirección ENE-WSW (Fig. 3a). Las trayectorias de la foliación son aproximadamente concéntricas y subparalelas a los contactos, excepto en el margen E, donde se intuyen geometrías sigmoidales y trayectorias subperpendiculares a los límites de facies.

La lineación magmática muestra un máximo en torno a la dirección ENE-WSW y es en la mayor parte de los casos subhorizontal (Fig. 3b). Es también subperpendicular a los contactos litológicos del extremo oriental de la intrusión.

Interpretación

Los diagramas de densidad de la foliación y lineación magmática (Fig. 3) son acordes con un emplazamiento sincinemático de la intrusión bajo un aplastamiento de dirección NNW-SSE y un estiramiento ENE-WSW. La orientación de la foliación magnética, subhorizontal en las zonas centrales y centrífuga hacia los márgenes de la intrusión, sugiere un proceso de emplazamiento por *ballooning* o expansión in situ.

La cobertera cretácica que limita el afloramiento del plutón en su borde septentrional no permite la observación del contacto en este sector dificultando la interpretación de la geometría del cuerpo. Sin embargo el mapa de las trayectorias de la foliación permite inferir una prolongación del cuerpo hacia el NE (Fig. 3a), coherente con una expansión preferente en la dirección de máximo estiramiento.

La existencia de lineaciones subhorizontales y algunos rasgos sigmoidales en la foliación podría ser indicativo del régimen transpresivo dextro deducido para la etapa D2 en numerosos estudios previos (ej. Leblanc *et al,.* 1996, Gleizes *et al.,* 2001, Román-Berdiel *et al.,* 2004, Antolín-Tomás *et al.,* 2009).

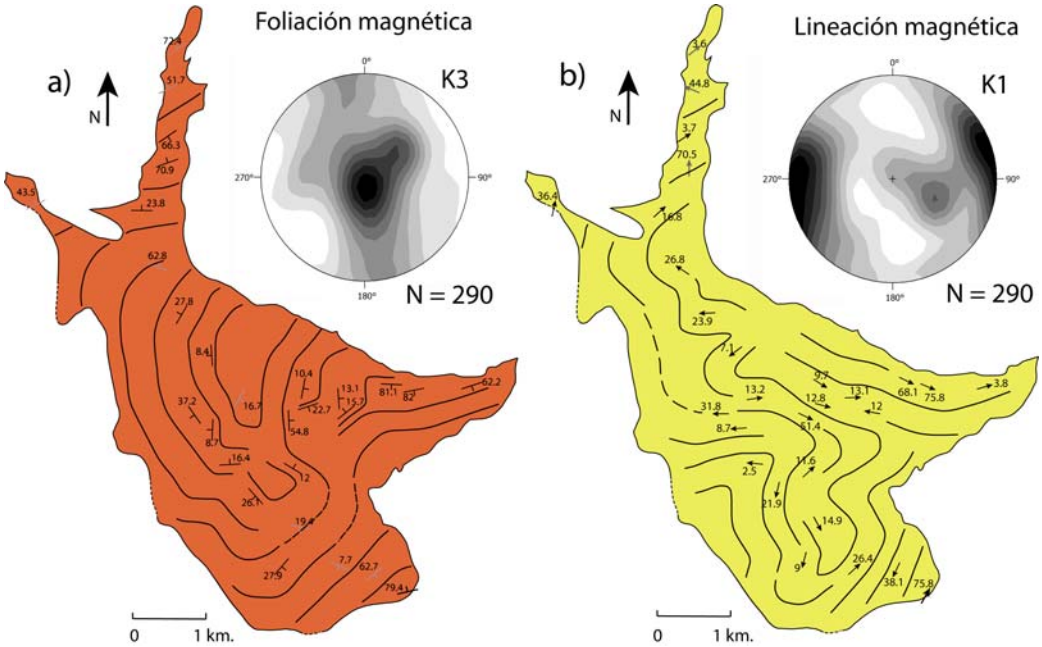


Fig. 3. Mapa de las trayectorias de la foliación (a) y lineación (b) magnéticas. Diagramas de densidad de K1 y K3 para el conjunto de la intrusión (proyección de Schmidt, hemisferio inferior, intervalos de contorno: 10). Los datos de foliación y lineación representados en gris indican ángulos de confianza superiores a 50º.

Conclusiones previas

Eaux-Chaudes es un plutón dominantemente paramagnético, en el que existe una estrecha relación entre la susceptibilidad magnética y la zonación petrográfica concéntrica definida por Debon (1976). Este paralelismo queda confirmado por los análisis de mineralogía magnética, que indican ausencia de ferromagnéticos en la mayor parte de las muestras.

El estudio de ASM revela una fábrica predominantemente planar de orientación ENE-WSW, acorde con una dirección de aplastamiento NNW-SSE. Sin embargo, los datos son todavía escasos de cara a plantear un modelo de emplazamiento, que requiere de un estudio detallado de las características de la deformación en el encajante.

Agradecimientos

Agradecemos la colaboración de Rocío Navarrete y Pablo Calvin en la recogida y preparación de las muestras. Este estudio ha sido financiado por los proyectos CGL2006-05817 y CGL2009-08969 del MCINN (Plan Nacional I+D).

Referencias

Antolín-Tomás, B., Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A., Gil-Peña, I., Oliva, B., Soto, R. (2009) Structural and magnetic fabric study of the Marimanha granite (Axial Zone of the Pyrenees). *Int. J. Earth. Sci,.* (98): 427- 441

Debon, R. (1976) - Les “Eaux-Chaudes” (Pyrénées occidentales): nouvel exemple de massif granitoïde pyrénéen à structure zonée. 4e RAST, Paris, *Soc. géol. Fr.,* 125

Gleizes, G., Leblanc, D., Olivier, P., Bouchez, J.L. (2001) Strain partitioning in a pluton during emplacement in transpressional regime: the example of the Néouvielle granite (Pyrenees). *Int J.Earth Sci,* (90):325–340

Jelinek V (1981) Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysic,s* (79):63–70

Leblanc, D., Gleizes, G., Roux, L., Bouchez, J.L. (1996) Variscan dextral transpression in the French Pyrenees: new data from the Pic des Trois-Seigneurs granodiorite and its country rocks. *Tectonophysics,* (261): 331–345

Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., Rillo, C. (2004) The main Variscan deformation event in the Pyrenees: new data from the structural study of the Bielsa granite. *J Struct Geo*l, (26):659–677

Soula, J.C., Debat, P., Déramond, J., Pouget, P. (1986) A dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees. *Tectonophysics*, (129): 29-51.

Ternet, Y., Majesté-Menjoulas, C., Canérot, J., Baudin, T., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P. (2004) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Laruns-Somport (1069). Orléans : BRGM, 192 p.

Influencia de la compactación en fábricas magnéticas complejas. Ejemplo de la Cuenca de Cameros (resultados preliminares)

C. García Lasanta (*), B. Oliva Urcia (**), T. Román Berdiel (**), A. Casas Sainz (**)

(*) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, cgarcialasanta@hotmail.com.
(**) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza,

Resumen: Este estudio aplica la ASM sobre materiales margosos del Cretácico la Cuenca de Cameros. Se analiza la posible influencia de ciertos procesos de compactación inmediatamente posteriores a la sedimentación, sobre la fábrica magnética, tales como icnitas de dinosaurios. Los resultados se comparan con los obtenidos del análisis de la fábrica magnética en afloramientos afectados por fallas normales relacionadas con la etapa extensional que generó la cuenca

INTRODUCCIÓN

La anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) se aplica desde hace décadas en los estudios sobre petrofábrica de rocas (ej. Graham 1966, Jelinek 1981, Tarling y Hrouda 1993, Borradaile y Jackson 2004). La aplicación de los análisis de ASM en rocas sedimentarias tanto en contextos compresivos como en cuencas extensionales indica que la fábrica magnética queda registrada en estadios tempranos tras el depósito y durante la compactación de las rocas (Parés et al. 1999, Cifelli et al. 2005). En cuencas extensionales, donde los materiales se encuentran en muchas ocasiones aparentemente no deformados, la ASM ha resultado especialmente útil para conocer las características de la etapa extensional (Cifelli et al. 2005). Sin embargo todavía no está claro como influyen en la fábrica magnética primaria variables que pueden actuar en los estadios tempranos de adquisición de la fábrica, tales como la existencia de estructuras de compactación muy tempranas.

El presente trabajo se centra en el estudio de detalle de la fábrica magnética de una serie de afloramientos de margas cretácicas de la Cuenca de Cameros en los que aparecen estructuras de compactación tempranas, con el objetivo de determinar la influencia de las mismas en la fábrica magnética. Concretamente, se analizan icnitas de dinosaurios, que deforman los estratos sobre los que se produce la pisada del animal. Los resultados se comparan con el análisis de otros afloramientos desprovistos de dichas huellas de carga y afectados por fallas normales relacionadas con la etapa extensional que generó la cuenca.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La cuenca cretácica de Cameros se constituye actualmente como un relieve positivo en el extremo noroccidental de la Cordillera Ibérica (*figura 1*). La inversión tectónica que sufre la región durante el Terciario genera el levantamiento de la potente serie sedimentaria acumulada durante el Cretácico.

El relleno de la cuenca tuvo lugar durante la segunda etapa del *rifting* mesozoico que sufrió la Cordillera Ibérica (Jurásico superior-Cretácico inferior), momento en el que la extensión se propaga hacia el Atlántico Norte y comienza la apertura del Golfo de Vizcaya (Vera, J. A., 2004).

El depósito sinrift en Cameros se dispone en cinco unidades litoestratigráficas, de origen continental, que, de más antigua a más reciente son: Tera (fluvial), Oncala

(lacustre), Urbión (fluvial), Enciso (lacustre, con algunas incursiones marinas) y Oliván (fluvial).

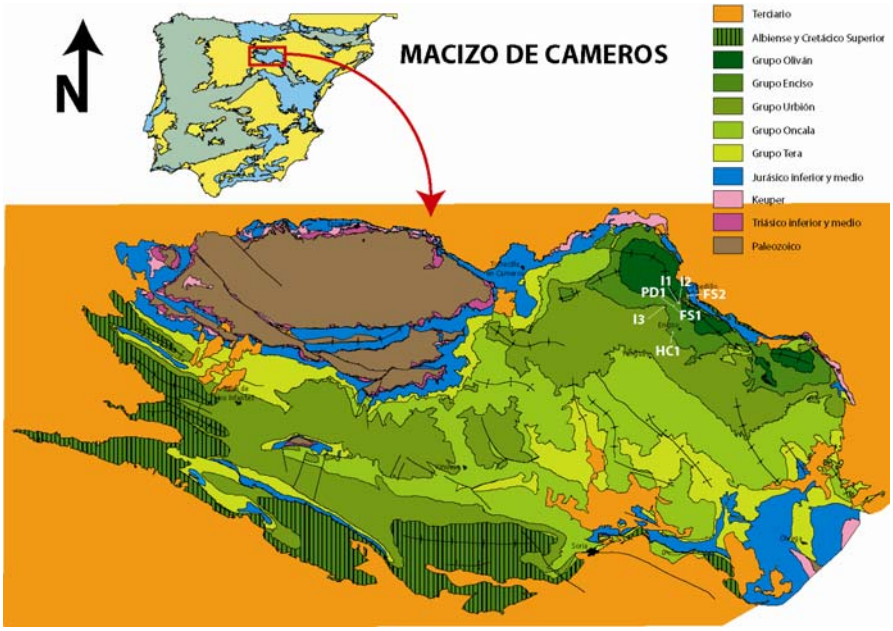


Figura 1: Situación del Macizo de Cameros en la península Ibérica, geología simplificada de la región y situación de las estaciones de muestreo utilizadas en este estudio.

El trabajo expuesto se acota íntegramente sobre el Grupo Enciso, dada su naturaleza de unidad *sinrift* y a que las características de su medio de depósito permitieron la proliferación y conservación de gran cantidad de icnofósiles.

RESULTADOS

Se han analizado siete estaciones de muestreo. Una de ellas (PD1) se considera en este estudio como estación de referencia que aparentemente no presenta ningún tipo de deformación. Otras dos (FS1 y FS2) están afectadas por fallas normales sinsedimentarias. Las otras cuatro (HC1, I1, I2 e I3) presentan estructuras generadas por procesos de compactación diferencial. En total, se han obtenido alrededor de 200 especimenes, y un promedio de 30 medidas por estación. Los especimenes han sido analizados mediante el susceptómetro KLY-3S Kappabridge (AGICO, República Checa) del laboratorio de magnetismo de la Universidad de Zaragoza. Para cada espécimen se ha obtenido el valor de susceptibilidad media (K_m), la orientación de los ejes del elipsoide magnético (K_{max}, K_{int} y K_{min}), la anisotropía total (*Pj*, Jelinek, 1981) y el parámetro de forma del elipsoide magnético (*T*, Jelinek, 1981).

Susceptibilidad magnética

Los valores de K_m obtenidos para todas ellas varían entre 52 y 519 x10^6 SI. Este amplio rango indica que los minerales portadores de la fábrica magnética pueden ser tanto paramagnéticos como ferromagnéticos.

Para controlar la mineralogía magnética portadora de la fábrica se han elaborado curvas termomagnéticas en todas las estaciones. Se ha empleado el susceptómetro KLY-3S Kappabridge, que en combinación con el CS-3 (Agico, República Checa), permite la medida de cambios termales en la susceptibilidad de rocas débilmente magnéticas.

Las curvas termomagnéticas indican que las margas del Grupo Enciso son dominantemente paramagnéticas (*figura 2b*) aunque en algunas muestras se han detectado proporciones importantes de minerales ferromagnéticos (magnetita) (*figura 2a*).

Fábrica magnética

La estación PD1 (*figura 3*) corresponde a un afloramiento sin procesos de deformación visibles. Se observa un buen agrupamiento de los ejes de susceptibilidad, con k_{min} perpendicular al plano de estratificación, mientras k_{int} y k_{max} se dispersan sobre

el plano de estratificación con cierta tendencia al agrupamiento (con k_{max} definiendo una dirección aproximada NNW). La representación del parámetro de forma *T* frente al grado de anisotropía corregido *Pj*, definen un elipsoide aproximadamente oblato de la susceptibilidad magnética.

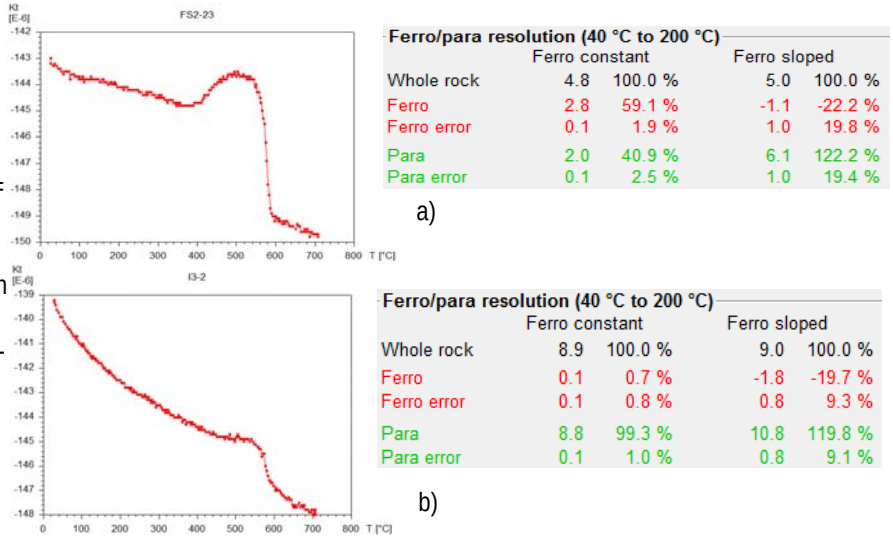


Figura 2: Curvas de susceptibilidad térmica para las muestras a) FS2-23 (Km= 288,7x10^6 SI) y b) I3-2 (Km= 437,3x10^2 SI). Las tablas de la parte derecha de la imagen muestran los porcentajes de minerales ferro y paramagnéticos en cada caso.

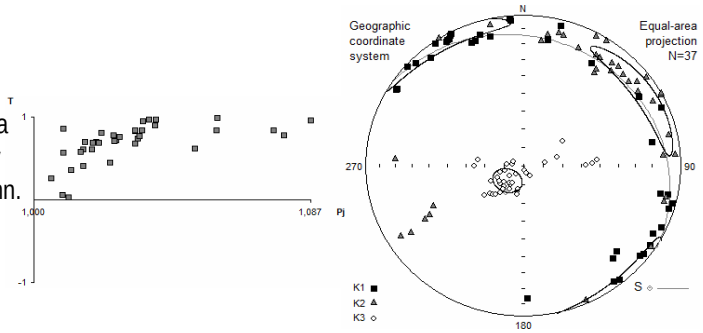


Figura 3: Estación PD1. Dch: estereograma que ecoge los datos de fábrica magnética y estratificación. Izda arriba: diagrama de Flinn. Izda abajo: parámetro de forma, *T*, frente a grado de anisotropía corregido, *Pj*.

En el caso de las estaciones con fallas sinsedimentarias (*figura 4*) se observa un elipsoide oblato según la gráfica de *T-Pj*. El eje k_{min} se dispone perpendicular a la estratificación, y los ejes k_{int} y k_{max} están contenidos sobre dicho plano. El análisis de la población de fallas mediante los métodos de Etchecopar y Diedros Rectos, pone de manifiesto que la media de k_{max} se dispone aproximadamente paralelo a σ_3 y, por tanto, paralelo a la dirección de máxima extensión.

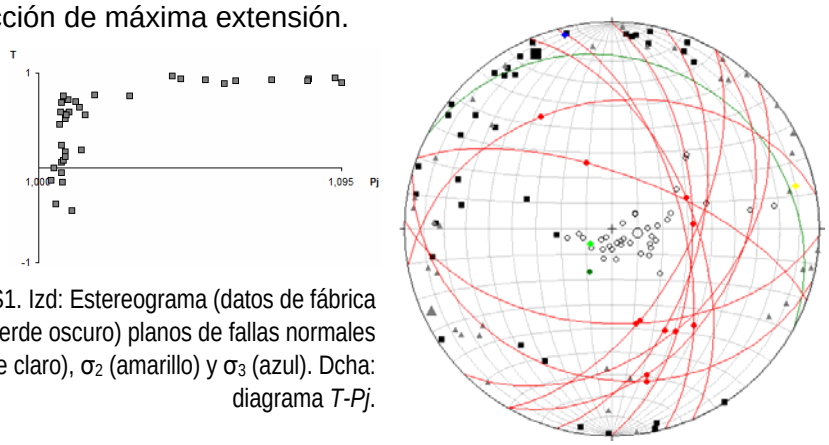
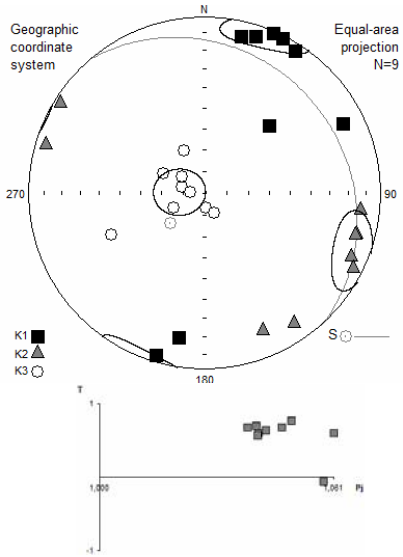


Figura 4: Estación FS1. Izd: Estereograma (datos de fábrica magnética, estratificación (verde oscuro) planos de fallas normales con estrías (rojo), σ_1 (verde claro), σ_2 (amarillo) y σ_3 (azul). Dcha: diagrama *T-Pj*.

En el caso de las estaciones relacionadas con procesos de compactación diferencial queda patente el agrupamiento de los tres ejes magnéticos, lo cual da lugar a un elipsoide triaxial. El eje k_{min} se orienta aproximadamente perpendicular a la estratificación, mientras los ejes k_{int} y k_{max} aparecen algo dispersos sobre dicho plano. A pesar de la dispersión, la orientación de k_{max} es norteada, variando de NNE a NNW.



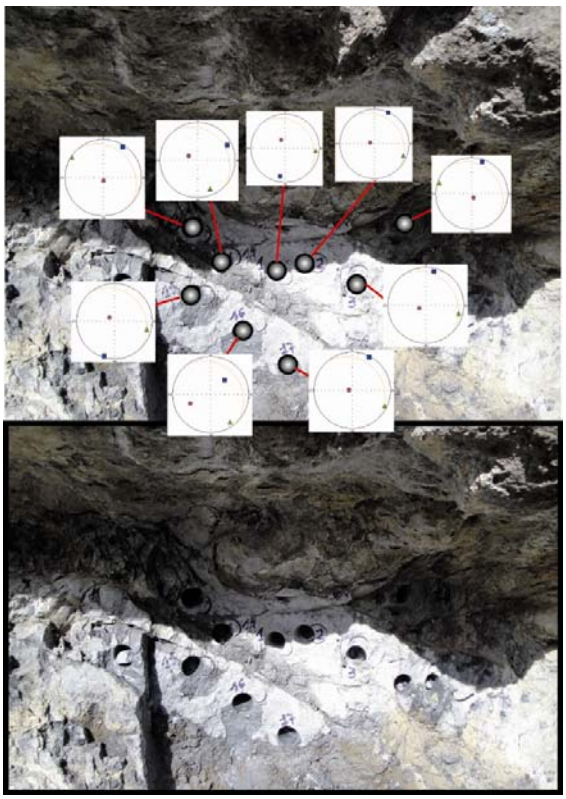


Figura 5: Arriba, estereograma de datos de la estación I3b. Debajo, diagrama *P'-T*. A la derecha, aspecto del afloramiento estudiado y disposición de los ejes magnéticos respecto a la estratificación general del afloramiento en cada testigo

La *figura 5* representa un sector del afloramiento de la estación I3 (sector I3b). No se observa una variación significativa en la dirección de los ejes del elipsoide magnético. Sin embargo, los valores de *Pj* (1,040-1,060) son mayores que los obtenidos en las estaciones sobre las que no se describen procesos de compactación temprana (*Pj* no supera 1,030). El aumento de *Pj* es todavía mayor para la estación I2, donde se observan valores de hasta 1,297.

CONCLUSIONES

Los materiales que no han sufrido deformación apreciable presentan los ejes de k_{min} bien agrupados perpendiculares a la estratificación y un cierto agrupamiento de k_{max} orientado en dirección NNW.

En las estaciones con fallas sinsedimentarias el eje k_{max} se dispone subparalelo a σ_3 (dirección de máxima extensión).

En las estaciones afectadas por procesos de compactación posteriores a la sedimentación, la orientación del los ejes magnéticos no sufren variaciones significativas, sin embargo el grado de anisotropía (*Pj*) sí que aumenta notablemente en estas estaciones con respecto a las estaciones sin signos de compresión temprana.

Referencias

Borradaile, G.J., Jackson, M. (2004) Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS); magnetic petrofabrics of deformed rocks. *Geological Soc. Special Pub*., 238: 299-360

Cifelli, F., Mattei, M., Chadima, M., Hirt, A.M., Hansen, A. (2005) The origin of tectonic lineation in extensional basins: Combined neutron texture and magnetic analyses on "undeformed" clays. *Earth Planet. Sci. Letters,* 235: 62-78.

Graham, J.W. (1966) Significance of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks. In: Smith, S. (Ed.), *American Geophysical Union Monograph,* 10: 627-648.

Jelinek, V. (1981) Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79: 63-70.

Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., Dinarès-Turell, J. (1999) Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics*, 307: 1-14.

Tarling, D.H., Hrouda, F. (1993) The magnetic anisotropy of rocks. *Chapman and Hall.* 212p.

Vera, J. A. (2004) Geología de España. *Instituto Geológico y Minero;* 884p.

A reference Geomagnetic Field model for Europe for the Holocene

Fco. Javier Pavón-Carrasco (*), M. Luisa Osete (**), J. Miquel Torta (***)

(*) Autor Principal, Grupo de Paleomagnetismo. Universidad Complutense de Madrid. Avda. Complutense, s/n. Facultad de Física. 28040. Madrid. *fjpavon@fis.ucm.es*
(**) Coautor, Grupo de Paleomagnetismo. Universidad Complutense de Madrid. Avda. Complutense, s/n. Facultad de Física. 28040. Madrid.
(***) Coautor, Observatori de l'Ebre, CSIC – Universitat Ramon Llull, Horta Alta 38, 43520. Roquetes.

Abstract.

In this work, we have analyzed the secular variation of the Earth's magnetic field in the Holocene period over Europe by using both regional models: SCHA.DIF.3K and 8K. The first model (3K) was developed using all the available archaeomagnetic data for the last three thousands of years in the European region and adjacent areas. The second model (8K) valid for the period 6000 BC to 1000 BC was obtained from a selected compilation of the European sedimentary and archaeomagnetic data for this time period. We have compared the model's prediction with the input data, with the global CALS7K.2 model, and with new independent data. The regional models show a better fit to the input and independent data than the global model, especially in terms of intensity, and agrees with the virtual axial dipole moment given by other studies. For the last 8000 years, the palaeosecular variation of the European geomagnetic field has recorded rapid changes or archaeomagnetic jerks and satisfies the GAD hypothesis.

1. Introduction.

Global and regional models based on palaeomagnetic, historical or instrumental data allow us to understand the behaviour of the geomagnetic field in the past. For recent times (the last 400 years), a high resolution model has been developed (GUFM1, Jackson et al., 2000) from historical data. However, if we want to understand the behaviour of the geomagnetic field for the last 10 millennia, i.e. the Holocene epoch, palaeomagnetic data must be used.

Palaeosecular variation curves (PSVC) are one-dimensional models, which can be generated when a high density of palaeomagnetic data is available from a small area (with a radius no greater than 600-700km). At present several European PSVCs have been constructed following the Bayesian approach given by Lanos (2004) (e.g. Gómez-Paccard et al., 2006). However, models of this kind exclude spatial distribution of the data, and only take the temporal variation into account. Therefore they contain limited information of the geomagnetic field. In addition to this, the relocation error, which could be important, is not often considered in these models.

Global models using the spherical harmonic analysis technique have been obtained during the last decade (Korte et al., 2009 and references therein). The present reference model for the last 7000 years is the CALS7K.2 (Korte & Constable, 2005) which used archaeomagnetic data, lava flows and lake sediment records as input data.

When the palaeomagnetic data are concentrated in a considerably large area, such as the European region, an intermediate approach between global models and PSVC is offered by the determination of regional models. Regional models based on exclusively

archaeomagnetic data have been developed for the European region during the last two or three millennia (Pavón-Carrasco et al., 2009 and references therein). The model SCHA.DIF.3K (Pavón-Carrasco et al., 2009) is based on in situ archaeomagnetic data and is valid from 1000 BC to 1900 AD. With the aim of extending our knowledge of the geomagnetic field variations in Europe backwards in time, Pavón-Carrasco et al. (2010) have developed a first regional model for the European region covering 5 millennia from 6000 BC to 1000 BC. This model was constructed by using both selected archaeomagnetic and lake sediment databases.

2. Input data.

The palaeomagnetic datum is constituted by one, two or three elements of the geomagnetic field associated with the geographical coordinates and time. Heated archaeological artefacts (such as kilns, pottery, etc) are the preferred records because they can, usually, be accurately dated and the mechanism of remanence acquisition is better understood (the thermo-remanence process). However, prior to 1000 BC, there are not enough archaeomagnetic data in the European region (e.g. database of Korte et al., 2005) to perform the regional modelling process. Additional data must be considered. Lake sediment records are smoothed and magnetization is delayed due to the remanence acquisition process. However, to study the geomagnetic field prior to 1000 BC sedimentary records must be used.

Archaeomagnetic data: Directional archeomagnetic data are provided by the global databases of Korte et al. (2005) and Donadini et al. (2009). For the intensity, we used the global compilation of Genevey et al. (2008). Recent data from Bulgaria have also been included (Kovacheva et al., 2009). All located within the spherical cap shown in Figure 1.

Lake sediment records: The lake sediment database of the Holocene (Korte et al., 2005 and Donadini et al., 2009) was updated with new sedimentary data from Italy (Vigliotti, 2006). The resulting compilation contains mainly directional data, some of which include relative (or standardized relative) intensity data. We have used three master curves: (i) the Scandinavian master curve (FENNOSTACK -directional information- and FENNORPIS -relative standardized intensities-) of Snowball et al., (2007), (ii) the United Kingdom's master curve of Turner and Thomson (1981); and (iii) the master curve of Belarus (Nourgaliev et al., 2005). Figure 1 shows the location of the lake sediment data.

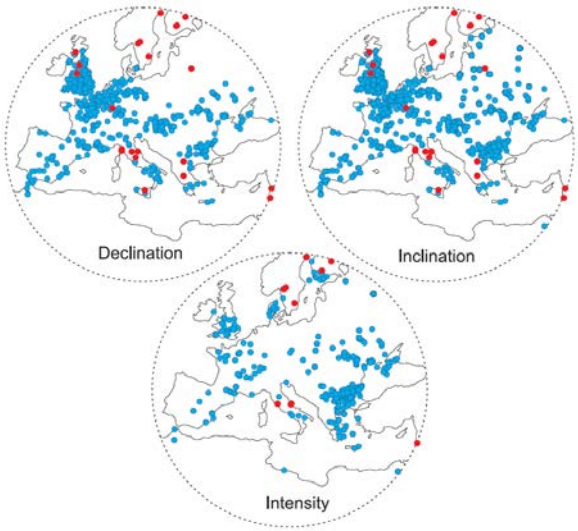


Figure 1. Distribution of the archaeomagnetic data (blue) and lake sediment data (red) for the last 8000 years.

3. Regional models.

The first model, called SCHA.DIF.3K (Pavón-Carrasco et al., 2009), was obtained by applying the SCHA regional technique to the archaeomagnetic data and is valid for the last 3000 years, from 1000 BC to 1900 AD. An algorithm was developed to jointly model the three archaeomagnetic elements declination, inclination, and intensity. This previous regional model was extended backwards in time by another model, called SCHA.DIF.8K. This model was developed by applying the R-SCHA2D regional technique (an updated version of the SCHA technique) from 6000 BC to 1000 BC to archaeomagnetic data and lake sediment records (Pavón-Carrasco et al., 2010).

Both models provide information about the direction (declination and inclination) and intensity of the Earth's magnetic field in Europe for the last 8000 years. Figure 2 shows the PSVC obtained from both regional models at Madrid.

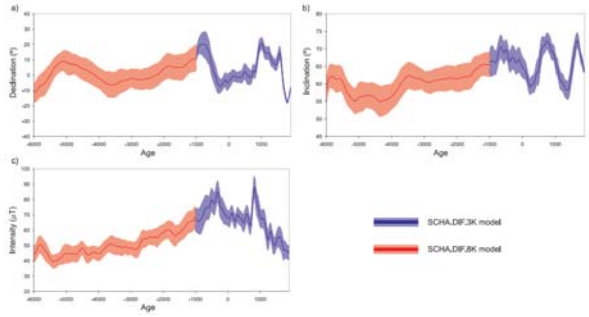


Figure 2. Synthetic palaeosecular variation curves for the (a) declination, (b) inclination and (c) intensity from SCHA.DIF.3K (blue curves) and SCHA.DIF.8K (red curves) regional models at Madrid.

4. Palaeosecular variation in Europe for the last 8000 years.

The SCHA.DIF.8K model, along with the SCHA.DIF.3K model, are denoted as the Geomagnetic Field Models for Europe for the last 8000 years. They allow us to analyze the main field and its paleosecular variation in Europe for the last 8000 years. The palaeosecular variation of the European geomagnetic field for the last 3000 years shows more abrupt changes due to the exclusive use of archaeomagnetic data, in contrast to the combination of these data and the lake sediments records prior to 1000 BC (see Figure 2). In direction (declination and inclination), the paleosecular variation in the European region records different maxima and minima for the past 8000 years. These directional events (maxima and minima) agree with those proposed by Turner and Thomson (1981) for the Holocene master curve of the United Kingdom. Figure 3 shows the directional PSVC for the U.K. generated by the regional models, where we have marked the events described by Turner and Thomson, (1981).

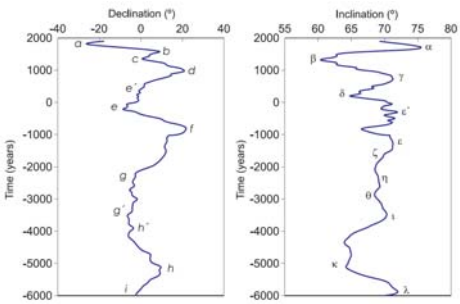


Figure 3. Directional PSVC for the United Kingdom, using the SCHA.DIF.3K & .8K models, with the events described by Turner and Thomson (1981).

In order to analyze the European geomagnetic field strength for the last 8000 years, we have calculated the virtual axial dipole moment (VADM) using the intensity values and the different regional and global models (Figure 4). The average regional VADM, obtained by our regional models, is characterized by periods of increase between 5000 BC and 500 BC followed by a strong decay for the last 1200 years.

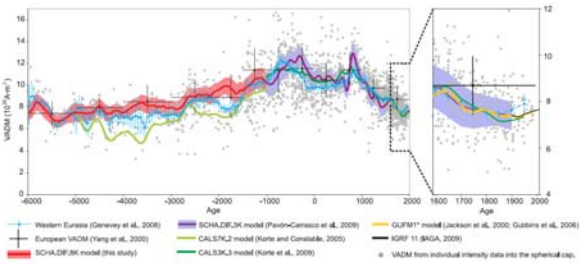


Figure 4. Regional VADM for Europe for the last 8000 years from different sources/models according to the legend.

A joint analysis of the three geomagnetic field elements (declination, inclination and intensity) has been carried out using the SCHA.DIF.3K and SCHA.DIF.8K regional models. Results show that the geomagnetic field over Europe has registered some rapid changes for the last 8000 years. These rapid changes of the palaeosecular variation, the so-called archaeomagnetic jerks, are a hot topic of research and it is necessary to establish a consensus definition of its origin. These events are characterized by simultaneous occurrence of intensity maxima and directional curvature changes. Figure 5 shows the different archaeomagnetic jerks for the last 8000 years.

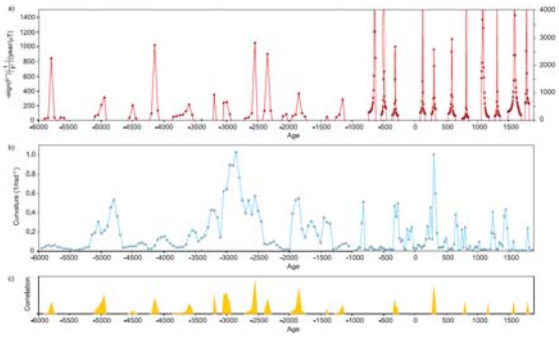


Figure 5. Archaeomagnetic jerks: a) Maxima intensity, b) directional curvature and c) correlation for the last 8000 years by SCHA.DIF.3K and SCHA.DIF.8K models.

The last analysis of the palaeosecular variation of the European geomagnetic field is related with the main palaeomagnetic assumption: the GAD field hypothesis. The hypothesis indicates that the palaeosecular variation must be averaged over sufficient time, i.e., around 10000 years, and the result is the Geocentric Axial Dipole field. This condition must be satisfied at both global and regional scale. We have used our SCHA.DIF.3K and SCHA.DIF.8K regional models to study the average variation of the geomagnetic field in Europe for the last 8000 years. Results show that, for the last 8000 years, the European geomagnetic field is approximately averaged to a GAD field. Figure 6 shows the average values of the direction (declination and inclination) and intensity of the European geomagnetic field for the 8000 years. We have also represented the values given by the GAD model.

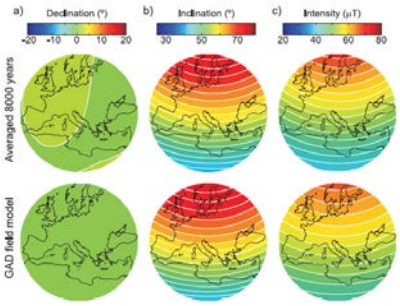


Figure 6. (a) Averaged palaeosecular variation of the Geomagnetic Field in the European region using both SCHA.DIF.3K and SCHA.DIF.8K models for the last 8000 years, and (b) the GAD field.

References

Donadini, F., M. Korte, and C. G. Constable (2009), Geomagnetic field for 0–3 ka: 1. New data sets for global modeling, G-cubed, 10, Q06007.

Genevey, A., Y. Gallet, C.G. Constable, M. Korte, G. Hulot (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. G-cubed,Vol. 9, Number 4.

Gómez-Paccard, M., Ph. Lanos, A. Chauvin, G. McInstosh, M.L. Osete, G. Catanzariti, V.C.Ruiz-Martínez and J.I. Núñez (2006), The first Archaeomagnetic secular variation curve for the Iberian Peninsula. Comparison with other data from Western Europe and with global geomantetic field models. G-cubed, VOL. 7, Q12001.

Jackson, A., A.R.T. Jonkers and M.R. Walker (2000),Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 358, 957 – 990.

Korte, M., A. Genevey, C.G. Constable, U. Frank, and E. Schnepp (2005), Continuous field models for the past 7 millennia: 1. A new global data compilation. G-cubed, 6, Q02H15.

Korte, M. and C.G. Constable (2005), Continuous field models for the past 7 millennia: 2. CALS7K.G-cubed, 6, Q02H16.

Korte, M., F. Donadini, and C. G. Constable (2009), Geomagnetic field for 0–3 ka: 2. A new series of time-varying global models, G-cubed, 10, Q06008.

Kovacheva, M., Y. Boyadziev, M. Kostadinova, N. Jordanova, and F. Donadini (2009), Updated archeomagnetic data set of the past 8 millennia from the Sofia laboratory, Bulgaria, G-cubed, 10, Q05002.

Lanos, Ph. (2004), Bayesian inference of calibration curves: application to archaeomagnetism, in Tools for constructing chronologies: crossing disciplinary boundaries. V. 177, edited by C. Buck, and A. Millard, pp. 43 – 82, Springer-Verlag, London.

Nourgaliev, D., F. Heller, A. Borisov, P. Yasonov, I. Chernova, and I. Hajdas (2005), Principal features (master curve) of geomagnetic field variations in Belorussia during the last 12 thousand years, Russ. J. Earth Sci., 7, 1–16.

Pavón–Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M. and, Gaya–Piqué, L.R., 2009. A regional archeomagnetic model for Europe for the last 3000 years, SCHA.DIF.3K: applications to archeomagnetic dating. G-cubed, 10, Q03013.

Pavón–Carrasco, F.J., Osete, M.L., and Torta, J.M., 2010. Regional Modelling of the Geomagnetic Field in Europe from 6000 BC to 1000 BC. Submitted to G-cubed.

Snowball, I., L. Zillen, A. Ojala, T. Saarinen, and P. Sandgren (2007), FENNOSTACK and FENNOPRIS: Varve dated Holocene palaeomagnetic secular variation and relative palaeointensity stacks for Fennoscandia, Earth Planet. Sci. Lett., 255, 106–116.

Turner, G. M., and R. Thomson (1981), Lake sediment record of the geomagnetic secular variation in Britain during Holocene times, Geophys. J. R. Astron. Soc., 65, 703–725.

Vigliotti, L. (2006), Secular variation record of the Earth's magnetic field in Italy during the Holocene: Constrain for the construction of a master curve, Geophys. J. Int., 165, 414 – 429.

Archeointensity determination on Visigothic (8-9th centuries) potteries from the Tolmo de Minateda (Hellín, Albacete, Spain)

M. Gómez-Paccard (*), A. Chauvin (**), B. Beamud (***), S. Gutierrez-Lloret (****), V. Cañavate (****)

(*) Institut de Cienciès de la Tierra Jaume Almera, CSIC, C/Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona, Spain, mgomezpaccard@ictja.csic.es
(**) Géosciences-Rennes, CNRS, UMR 6118, Université de Rennes1, Campus de Beaulieu, 35042, Rennes, Francia.
(***) Laboratori de Paleomagnetisme UB-CSIC, Institut de Ciències de la tierra Jaume Almera, CSIC, C/Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona, Spain.
(****) Universidad de Alicante.

Despite increase in archeomagnetic studies in the past few years, the number of reliable archeointensity data is still limited. At present, Europe is the most widely covered region although the variation in geomagnetic field intensity is not completely known for the last 3000 years and the occurrence and the behaviour of various rapid geomagnetic field intensity changes is under discussion. This is particularly critical between the 5th and the 9th centuries where only three archeointensity data are available. Based on the scarce available data a sharp directional variation and an intensity maximum have been identified in Western Europe during this period (the maximum of archeointensity being achieved around 800 AD) and a strong decrease, around 30%, between the first half of the 9th century and the 12th have been proposed, which means a rate of 7 µT per century. However, new archeointensity data are still necessary in order to obtain a robust description of this rapid geomagnetic field intensity variation. This contribution deals with this problem and investigates the behaviour of the geomagnetic field intensity by analysing 13 precisely dated Visigothic Spanish pottery fragments with ages ranging from 750 to 900 AD. The samples were collected at the Visigoth settlement of El Tolmo de Minateda (Hellín, Albacete, in eastern central Spain). The thirteen pottery fragments were divided into at least five specimens and four of them were subjected to Thellier experiments. The original Thellier method (Thellier and Thellier, 1959) with partial thermoremanent magnetization (pTRM) checks every two temperature steps was used. TRM anisotropy and TRM cooling rate dependence were taken into account to correct the archeointensity values.

Nine to fifteen temperature steps were performed between 150ºC and 590ºC. Two types of behaviour during Thellier experiments have been observed. For most of the specimens we observed a well-defined single component of magnetization going toward the origin, which likely corresponds to the TRM acquired during the manufacture of the pottery fragments. The unblocking temperatures observed range between 410ºC and 540ºC. For these specimens linear plots in the Arai diagram have been observed and high quality intensity data have been obtained. The second type shows a more complex behaviour, with two components of magnetization in the Zijdelverd diagrams. A low temperature component isolated at temperatures up to 470º but generally lower than 330º (indicating that these ceramics were partially refired) and a high temperature component up to 540ºC. The low temperature component is generally better defined than the high one and is considered to have been acquired during the pottery usage in a domestic context. The high temperature component represents the “primary” remanence associated with the original firing of the potteries during the manufacture processes. 43 specimens out of 52 analyzed yield reliable absolute intensity determinations. From this, three new high quality mean intensities are now available for Western Europe: 77.0 ± 5.8 µT, 84.6 ± 7.5 µT, and 81.4 ± 5.1 µT for ages ranging from 750 to 800 AD, from 775 to 800 AD and from 800 to 900 AD, respectively. This corresponds to mean virtual axial dipole moments (VADM) ranging from 12.1 to 13.7 10^{22} A m^2. As expected, the VADMs results are higher than the present-day field value.Our new data are in good agreement with the few data obtained from France by Genevey and Gallet (2002) and confirm the existence of an intensity maximum around 800 AD (see Figure 1). The observed fluctuation is comparable to the one described before (Genevey and Gallet, 2002) but it is better defined now. The raw archeointensity data can be also compared with regional (Pavón-Carrasco et al., 2009) and global (Korte et al., 2009) models (Figure 1). It can be observed that the best fit to the archeomagnetic data is achieved by the European regional model.

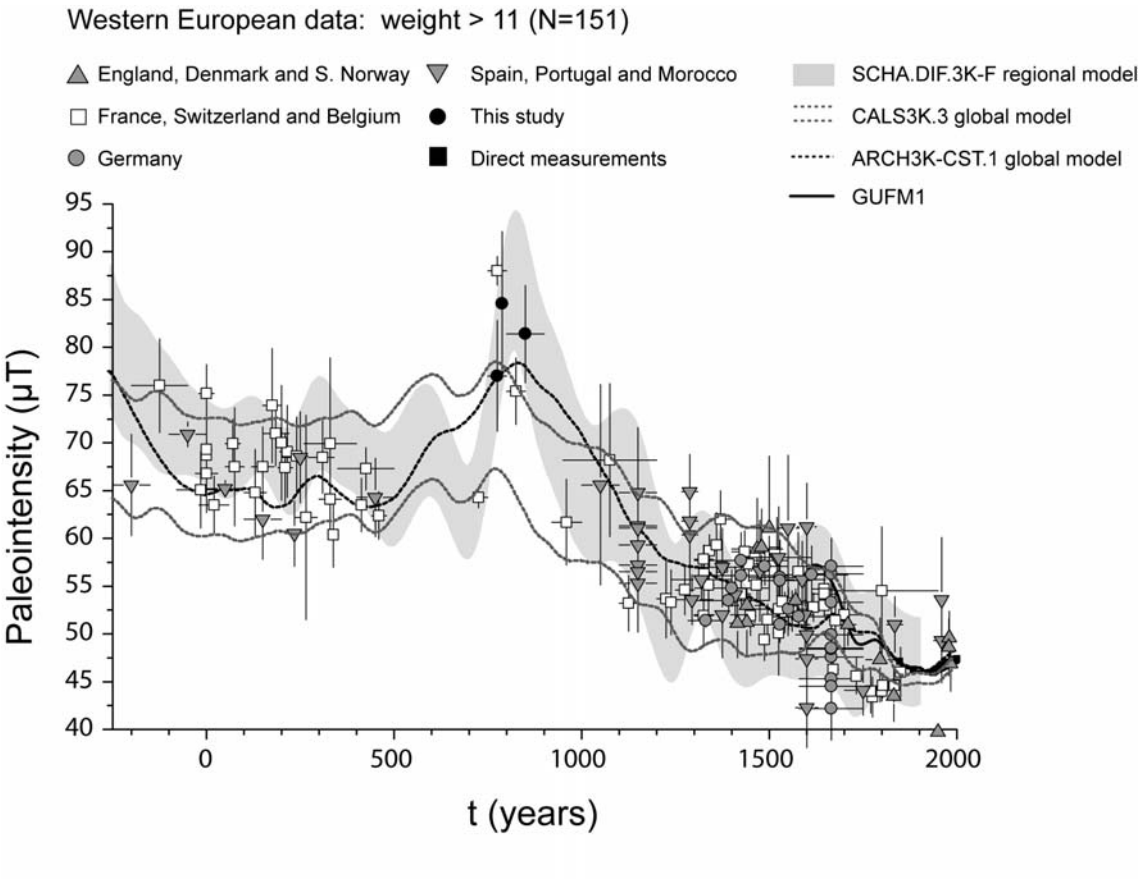


Figure 1: New archeointensity data obtained in this study and others results available for Western Europe and northern Morocco. Only the most reliable data have been retained. The SCHA.DIF.3K-F regional model (Pavón-Carrasco et al., 2009) valid for Europe and the global models CALS3K.3 and ARCH3K-CST.1 of (Korte et al., 2009) and GUFM1 of (Jackson et al., 2000) are also shown. All data and models are referred to Paris.

Referencias

Genevey, A. and Gallet, Y. (2002). Intensity of the geomagnetic field in western Europe over the past 2000 years: New data from ancient French pottery. *J. Geophys. Res.*, 107(B11): 2285.

Jackson, A., Jonkers, A.R.T. and Walker, M.R. (2000). Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. *Philosophical Transactions - Royal Society. Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 358(1768): 957-990.

Korte, M., Donadini, F. and Constable, C.G. (2009). Geomagnetic field for 0-3 ka: 2. A new series of time-varying global models. . *Geochemistry Geophysics Geosystems*., 10(6): Q06008.

Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M. and Gaya-Pique, L.R. (2009). A regional archeomagnetic model for Europe for the last 3000 years, SCHA.DIF.3K: Applications to archeomagnetic dating. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10: 22.

Thellier, E. and Thellier, O. (1959). Sur l'intensite du champ magnetique terrestre dans le passe historique et geologique. *Annales de Geophysique* (Paris), 15: 285-376.

Nuevos datos arqueomagnéticos para España central en época visigoda

G. Catanzariti[1], M. Gómez-Paccard[2], G. McIntosh[1] , F. J. Pavón-Carrasco[1], A. Chauvin[1], E. Beamud[3] y M. L. Osete López[1]

[1]UCM, Fac. Cc. Físicas, Grupo de Paleomagnetismo; [1]CAI de Arqueometría y Análisis Arqueológico, UCM, Madrid.
gcatanza@fis.ucm.es
[2]Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera, Barcelona.
[5]Géosciences-Rennes, Francia.
[3]UB, Fac. Geología, Dept. Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas, Barcelona.

Introducción

Este trabajo proporciona nuevos datos arqueomagnéticos, direccionales y de paleointensidad, para España central, en las épocas tardorromana y visigoda. Para ello se han estudiado cuatro estructuras: un horno de cocción de cerámica, el hipocaustum de una estructura termal, y dos hornos destinados a la cocción de alimentos. Las dos primeras pertenecen al yacimiento de "La Vega Baja" de Toledo, y las dos segundas al yacimiento "El Ruiseñor" de Guadalajara. La cronología de las cuatro estructuras estudiadas se apoya en los contrastes arqueológicos existentes, disponiéndose también de 5 dataciones de ^{14}C para las dos estructuras de la Vega Baja. Los estudios direccionales han permitido determinar la orientación de la componente de magnetización característica (ChRM) de cada una de las piroestructuras. Los parámetros de confianza estadísticos obtenidos aseguran la alta calidad de los resultados. En lo que respecta a la arqueointensidad, se han obtenido resultados muy fiables para las dos estructuras estudiadas en el yacimiento de La Vega Baja. Sin embargo, las correspondientes al yacimiento de El Ruiseñor han dado resultados de escasa calidad y están todavía en fase de estudio. En acuerdo con los experimentos de magnetismo de roca realizados (adquisición de IRM, medidas de susceptibilidad, ciclos de histéresis y curvas termomagnéticas) la respuesta de los materiales está relacionada con el distinto grado de calentamiento experimentado por las estructuras y con la diferente mineralogía magnética de las muestras.

Introducción

Este trabajo aporta nuevos datos arqueomagnéticos para España en la época que se extiende entre los s. III y VII d.C. (fig. 1-a). Su importancia se entiende considerando la laguna de datos arqueomagnéticos que sufre en este periodo el catálogo arqueomagnético de España (Gómez-Paccard et al., 2006) y que también se constata a nivel europeo (fig. 1-b, 1-c). La base de datos española cuenta actualmente con solamente 8 datos de declinación y 8 de inclinación, distribuidos en el intervalo de tiempo que va del s. III al V d.C. Por otro lado, no se dispone de ningún dato para el intervalo entre s. V y s. VII d.C.

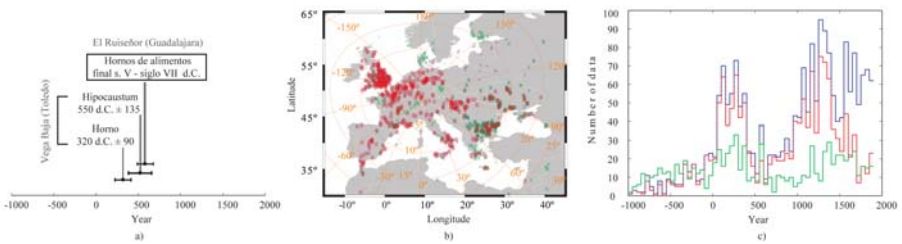


Figura 1. Cronología de las estructuras estudiadas en este trabajo (1-a). Datos arqueomagnéticos disponibles para Europa. (1-b) distribución espacial, (1-c) distribución temporal (en rojo los de declinación magnética, en azul los de inclinación y en verde los de intensidad (1-b, 1-c; Pavón Carrasco et al., 2009).

En cuanto a las arqueointensidades, únicamente existe un dato referido al s. III d.C. En la base de datos europea las contribuciones más importantes para el periodo III-VII d.C. proceden de Inglaterra y Bulgaria por lo que en el resto del continente el déficit de datos arqueomagnéticos es aún más marcado de lo que se observa en la figura 1-c.

Contexto arqueológico

En el contexto de una intervención asociada a un proyecto de urbanización de 1.300 viviendas en la Vega Baja (Toledo), han sido localizados los restos del «*suburbium*» de la capital del reino visigodo. De él, hasta el momento, sólo se conocía su existencia por las fuentes escritas. La cronología del conjunto de estructuras sacadas a la luz se han situado entre los siglos IV y IX d. C. (J.M. Rojas Rodríguez-Malo, A. J. Gómez Laguna, 2009).

El yacimiento del Ruiseñor incluye un cementerio visigodo y los restos de una aldea donde aparecen fondos de "cabaña de suelos rehundidos" asociados a pequeños hornos de cocción de alimentos y a silos para el almacenaje de grano. En acuerdo con las interpretaciones arqueológicas el conjunto de estructuras conforman un panorama clásico de las aldeas visigodas de finales del s. V al VII (Ramírez-Navarro, p.c.). La cronología del asentamiento está además confirmada por el hallazgo de joyería clásica visigoda en tres de las tumbas encontradas.

Estructuras arqueomagnéticas

En la Vega Baja de Toledo se han muestreado una superficie de material arcilloso con evidentes efectos de cocción, correspondiente a la base del *hypocaustum* asociado a una terma (VBT1) (fig. 2-a) y la capa de cocción que reviste las paredes de una fosa interpretada como el *praefurnium* de un horno para la cocción de cerámica (HC1) (fig. 2-b). En el primer caso los materiales de interés son: sedimentos limosos calcinados y endurecidos, sedimentos arcillosos de color rojizo parcialmente consolidados, y niveles ennegrecidos muy blandos que incluyen fracciones de cenizas. En el segundo, se trata exclusivamente de material limoso de color gris muy claro, calcinado y endurecido.

Las estructuras muestreadas en el yacimiento de Ruiseñor se corresponden a las cámaras de combustión de dos hornos (C1, C4), de la tipología a cámara de combustión enterrada y cámara de cocción emergente (no preservada en este caso específico). Las piroestructuras se presentan en la forma de depresiones circulares donde son evidentes los efectos de la combustión que ha tenido lugar en su interior (fig. 2-c, 2-d). Los materiales de interés son en este caso sedimentos arcillosos de color rojo claro poco consolidados y, en el caso del horno C1, también algunos fragmentos de tejas que tapizan el fondo de la estructura.

(a) (b) (c) (d)

Figura 2. Estructuras arqeuomagnéticas estudiadas. a-b) estructura de la Vega Baja, Toledo (Hipocaustum, VBT1 y praefurnium del horno cerámico, HC1 respectivamente); c-d) cámaras de combustión del yacimiento Ruiseñor, Guadalajara (hornos C1 y C4, respectivamente).

Resultados

Las medidas preliminares de susceptibilidad y intensidad de la NRM pusieron en evidencia importantes diferencias entre los materiales extraídos desde los dos yacimientos arqueológicos. Los de la Vega Baja resultaron, en general, intensamente magnetizados con valores de la NRM del algunos A/m y susceptibilidades del orden de 10^{-3} SI. Hacen excepción las muestras constituidas

por los materiales menos consolidados encontrados en el hipocaustum VBT1 que presentan, para ambos parámetros, valores de un orden de magnitud más bajo.
En cambio, los sedimentos calentados extraídos de los hornos C1 y C4 del yacimiento Ruiseñor presentan valores decididamente más bajos, del orden de 10^{-2}-10^{-3} A/m para la magnetización y de 10^{-4} – 10^{-5} SI para la susceptibilidad. En este caso, los fragmentos de tejas representan la excepción ya que muestran un comportamiento análogo a los sedimentos intensamente magnetizados procedentes de la Vega Baja de Toledo.

a) Estudio direccional

Los resultados finales del estudio direccional están ilustrados en las proyecciones de igual área de las figuras 3, 4 ,5 y 6, donde aparecen la orientación de la ChRM de cada estructura, junto con los parámetros estadísticos asociados. Por razones de síntesis, serán comentados en el curso de la exposición.

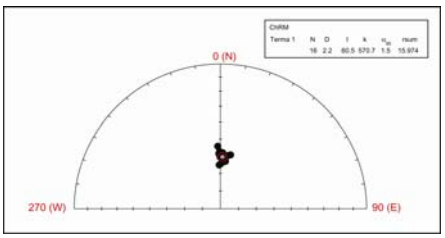


Figura 3. ChRM del hipocaustum VBT1.

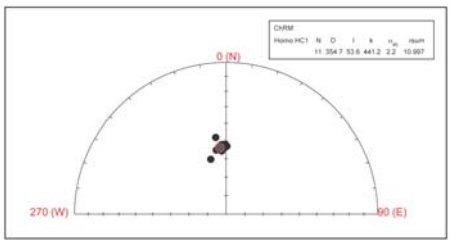


Figura 4. ChRM del horno HC1.

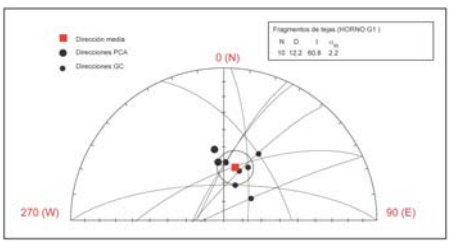


Figura 5. ChRM de los fragmentos de tejas (C1).

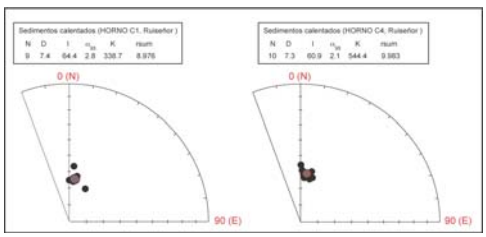


Figura 6. ChRM de los

b) Estudios de paleointensidad

Hipocaustum VBT1 - Horno HC1

Para la determinación de la paleointensidad se ha seguido la metodología y los criterios de calidad utilizados por Gómez-Paccard et al. (2006). De las 16 muestras estudiadas, 14 de ellas han dado lugar a valores individuales de paleointensidad de alta calidad. Las paleointensidades medias de la terma y del horno, respectivamente, ha resultado de 60.4 ± 3.9 µT y 62.5 ± 3.2 µT, Éstos valores han sido posteriormente trasladado a la latitud de Paris y se han comparado con los datos de paleointensidad más fiables existentes para Europa Occidental (Gómez-Paccard et al., 2008). En la figura 7 se ilustran los resultados obtenidos junto con las curva de variación de la paleointensidad propuesta por Gómez-Paccard et al. (2008), además del modelo regional para Europa de Pavón-Carrasco et al. (2009).

Hornos C1 – C4

Por otro lado, se han analizado un total de 24 muestras de los hornos C1 y C4 de las estructuras muestreadas en el yacimiento del Ruiseñor. La mala calidad de los resultados de paleointensidad no permite, de momento, presentar resultados de paleointensidad fiables. Ello es debido a la inestabilidad de muchas de las muestras estudiadas a temperaturas superiores a 300-350ºC, no permitiendo obtener criterios de calidad suficientes como para determinar valores de paleointensidad fiables.

c) Mineralogía magnética de los materiales estudiados

Los experimentos de magnetismo de rocas llevados a cabo en los materiales de la Vega Baja indican la presencia de fases magnéticas muy estables, caracterizadas

por una baja coercitividad y por temperaturas de Curie que varían entre 550 y 630ºC, compatibles con la existencia de magnetita/maghemita. En cambio, los del yacimiento de Ruiseñor presentan curvas termomagnéticas irreversibles debido a trasformaciones mineralógicas que se producen alrededor de 350ºC, mientras que los ciclos de histéresis y las curvas de adquisición de IRM muestran la coexistencia de fases magnéticas de alta y baja coercitividad (hematites y maghemita respectivamente), con una presencia significativa de las fases de alta. El comportamiento termomagnetico de estos materiales explica los problemas encontrados en los experimentos de paleointensidad.

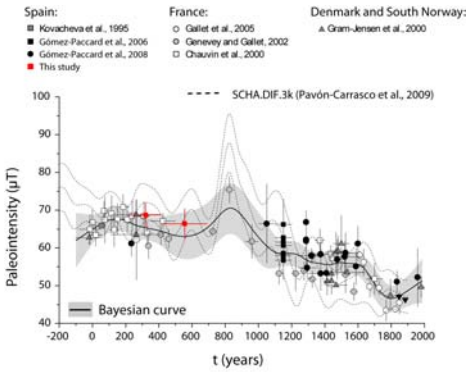


Figura 7. Datos de paleoinetnsidad determinados para las estructuras de la Vega baja de Toledo, comparados con la curva de variación de la paleointensidad de Europa Occidental propuesta por Gómez-Paccard et al. (2008) y con el modelo regional SCHA.DIF.3k de Pavón-Carrasco et al. (2009). Todos los datos de intensidad y curvas están referidos a las coordenadas de París.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado el marco de Programa Nacional de Recursos Humanos del Plan Nacional de Investigación Científica Desarrollo e Innovación Tenológica 2008-2011, financiado por el Ministerio de Innovación y Ciencia y por el Fondo Social Europeo. También ha contado con las financiaciones procedentes del proyecto de investigación “Estudio y modelado de la Variación Secular del campo Geomagnético en Europa y norte de África durante los últimos 10000 años”, concedido por el Ministerio de Innovación y Ciencia.

Referencias

Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere, Proc. Roy. Soc. London A,

Gómez-Paccard, M., G. Catanzariti, V.C. Ruiz-Martínez, G. McInstosh, J.I. Núñez, M.L. Osete, Ph. Lanos, A. Chauvin, D.H. Tarling, D. Bernal-Casasola, J. Tiritó and ‘Archeological Working Group’, 2006. A catalogue of Spanish archaeomagnetic data. Geophys. J. Int., 166, 1125 – 1143.

Gómez-Paccard, M., A. Chauvin, P. Lanos, J. Thiriot, and P. Jiménez-Castillo, (2006a), Archeomagnetic study of seven contemporaneous kilns from Murcia (Spain), Phys. Earth Planet. Int., 157 (1-2), 16-32, doi:10.1016/j.pepi.2006.03.001

Gómez-Paccard, M., A. Chauvin, P. Lanos, J. Thiriot, and J. Thiriot, 2008. New archeointensity data from Spain and the geomagnetic dipole moment in western Europe over the past 2000 years, J. Geophys. Res.

Rojas Rodríguez-Malo J.M., Gómez Laguna A. J., 2009. Intervención arqueológica en la Vega Baja de Toledo. Publicado en Siglo VII frente al siglo VII. Arquitectura, El. CSIC (2009)

Pavón-Carrasco, F.J., M.L. Osete, J.M. Torta and L.R. Gaya-Piqué, 2009. A regional archaeomagnetic model for Europe for the last 3000 years, SCHA.DIF.3K: applications to archaeomagnetic dating. Geochem. Geophys. Geosyst., 10, Q03013, doi: 10.1029/2008GC002244.

Thellier, E. & Thellier, O., 1959. Sur l’intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique, Ann. Géophys., 15, 285–376.

Análisis magnético y de paleointensidad del sustrato de fuegos experimentales

Manuel Calvo*, Ángel Carrancho*, Florian Stark**, Juanjo Villalaín* y Mimi Hill**

(*) Dpto. Física, Universidad de Burgos. Escuela Politécnica Superior, Avda. Cantabria S/N 09006, Burgos, España. E-mail: mcalvo@ubu.es
(**) Geomagnetism Laboratory, Dept. of Earth and Ocean Sciences, UnIv. of Liverpool, UK.

En 2006 se llevó a cabo una recreación experimental de un hogar prehistórico en un sustrato arcilloso cerca de la localidad de Hortigüela (Burgos, España). Se registraron las temperaturas de calentamiento mediante un sistema de termopares distribuido a lo largo de toda la superficie del hogar y a diferentes profundidades. Con el fin de determinar la composición magneto-mineralógica del sustrato pre-quema y de obtener información acerca de las alteraciones provocadas por el calentamiento en función de la posición y profundidad, se realizaron determinaciones paleomagnéticas y de magnetismo de las rocas en muestras del material pre y post-quema.

En el sustrato pre-quema, los principales portadores de la remanencia son hematites y un mineral de baja coercitividad (magnetita y/o maghemita), mientras que en el sustrato post-quema se observa la formación de magnetita. En la zona central del hogar (calentada > 600 ºC), las curvas termomagnéticas mostraron un comportamiento altamente reversible. Los análisis de diagramas FORC (*First Order Reversal Curves*) demostraron que la remanencia en las muestras de la zona central está portada por granos con poca interacción en estado monodominio. Estos resultados indican que se trata de muestras adecuadas para realizar determinaciones de paleointensidad.

Se tomaron 14 muestras de la zona central superficial (hasta 2 cm de profundidad) para realizar experimentos de paleointensidad en el laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos con el método de Thellier, modificado según Coe (1967). Por otra parte, se utilizaron otras tres muestras de la misma zona para llevar a cabo experimentos de paleointensidad con el método de microondas (Walton *et al*. 1992) en la Universidad de Liverpool. La fragilidad del material estudiado dificultó las determinaciones de paleointensidad, obligando a revestir las muestras con moldes de escayola para poder desarrollar los experimentos térmicos.

Los experimentos de Thellier proporcionaron estimaciones correctas de la paleointensidad a temperaturas inferiores a 440 ºC. A temperaturas superiores se observaron alteraciones magneto-mineralógicas, puestas de manifiesto por los controles de pTRM (*pTRM-checks*). Se obtuvo un valor de “paleointensidad” F = (42.9 ± 5.7) μT, acorde con el valor del campo actual (45.2 μT). Los resultados de los experimentos de microondas mostraron una tendencia similar, si bien las estimaciones de paleointensidad, basadas en el tramo inicial de los diagramas de Arai, proporcionaron valores ligeramente inferiores.

Los resultados obtenidos indican que los sustratos arcillosos quemados constituyen materiales adecuados para las determinaciones de la arqueointensidad mediante métodos de tipo Thellier. Por otra parte, sería necesario contar con datos adicionales de experimentos de microondas para calibrar la validez de este método de determinación de la paleointensidad en contextos arqueológicos similares.

Referencias

Coe, R.S. (1967). Paleointensities of the Earth’s magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks. *J. Geophys. Res.*, 72, 3247-3262.
Walton, D., Shaw, J., Share, J. & Hakes, J. (1992). Microwave demagnetization. *J. Appl. Phys.* 71, 1549–1551.

Primeros datos arqueomagnéticos obtenidos en sedimentos holocenos quemados en cueva en la Península Ibérica

Carrancho, Á[1]., Villalaín, J.J[1]., Pavón Carrasco, F.J[2]., Angelucci, D.E[3]., Carretero, J.M[4]., González-Morales, M.R[5]., Straus, L.G.[6] y Vergès, J.M.[7]

[1] Dpto. Física, Universidad de Burgos. Escuela Politécnica Superior, Avda. Cantabria S/N 09006, Burgos, España. E-mail: acarrancho@beca.ubu.es
[2] Grupo de Paleomagnetismo. Departamento de Geofísica y Meteorología. Universidad Complutense de Madrid. Avda. Complutense, s/n. 28040. Madrid. España.
[3] Laboratorio di Preistoria "B. Bagolini", Dip. di Filosofia, Storia e Beni Culturali,Università di Trento, Italia.
[4] Laboratorio de Evolución Humana, Departamento de Ciencias Históricas y Geografía, Universidad de Burgos. Edificio I+D+I, Plaza de Misael Bañuelos s/n, 09001 Burgos, España.
[5] Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas, Universidad de Cantabria, Avda. de los Castros, 39005 Santander, España.
[6] Department of Anthropology, MSC01 1040, University of New Mexico, Albuquerque, New Mexico 87131-0001, USA.
[7] Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social (IPHES) – Àrea de Prehistòria, Universitat Rovira i Virgili, Pl. Imperial Tarraco, 1, 43005, Tarragona, España.

En los últimos años, numerosos estudios arqueomagnéticos realizados sobre estructuras de combustión arqueológicas (Ej.: hornos, hogares, etc.), han permitido el diseño de curvas direccionales de variación secular del campo geomagnético en diferentes regiones de Europa. Sin embargo, el intervalo temporal que abarcan estos registros es aún limitado y salvo excepciones, no exceden los últimos 2-3 milenios. Es deseable por lo tanto, explorar nuevos y más antiguos materiales arqueomagnéticos que permitan ampliar temporal y espacialmente el registro de variación secular disponible y hacer factible la datación arqueomagnética de contextos arqueológicos más antiguos. Aquí se presenta un estudio arqueomagnético y del magnetismo de las rocas sobre más de 500 muestras orientadas recogidas de niveles arqueológicos quemados presentes en tres cuevas del Norte de España ("El Mirador" y "El Portalón de Cueva Mayor" –Sierra de Atapuerca, Burgos– y la Cueva de "El Mirón" –Ramales de la Victoria, Cantabria–).

Los materiales estudiados son conocidos en la literatura arqueológica como "fumiers" o "niveles de estabulación quemados" y se componen de una facies de ceniza (2 – 10 cm) sobre un fino sustrato rubefactado. Estos niveles quemados se producen por la quema intensa de excremento animal y material vegetal, acumulados en el interior de cuevas y abrigos por la estabulación de ganado doméstico desde el Neolítico. La edad de los niveles arqueológicos estudiados, bien definida por numerosas dataciones ^{14}C (AMS y convencional), oscila aproximadamente entre los 5500 – 2000 años cal. B.C.

Debido a la naturaleza no litificada del material se ha diseñado un novedoso método de muestreo que ha permitido extraer muestra orientada con suficiente precisión. Las facies quemadas estudiadas (cenizas y rubefacciones) en los tres yacimientos, están dominadas por minerales de baja coercitividad (magnetita escasamente sustituida y/o maghemita) en estado pseudo-monodominio (PSD). Esta magnetita sería portadora de una termoremanencia (TRM) mientras que la identificación ocasional de maghemita (o

magnetita escasamente maghemitizada), se ha interpretado como portadora de una magnetización remanente termo-química (TCRM). La desmagnetización progresiva por campos alternos y térmica ha revelado una componente de la NRM intensa y estable en las cenizas, mientras que en las rubefacciones se distingue una o varias componentes parcialmente solapadas.

En este trabajo se establecen los criterios de selección de calidad que estos materiales deben cumplir para considerar aceptables las determinaciones arqueomagnéticas. Se ha obtenido un total de 26 direcciones arqueomagnéticas inéditas en los tres yacimientos. Por primera vez se demuestra que es posible obtener datos arqueomagnéticos en este tipo de facies quemadas en cueva (*fumiers*). Estos datos representan los registros arqueomagnéticos (direccionales) más antiguos obtenidos en toda Europa Occidental y los únicos existentes hasta el momento para el intervalo cronológico comprendido entre 5500 y 4000 años B.C. Las direcciones arqueomagnéticas obtenidas presentan un ajuste aceptable al ser comparadas con los modelos globales (Korte y Constable 2005) y regionales (Pavón-Carrasco *et al*. 2010) de variación secular existentes para estas cronologías. Se ha observado una tendencia a disminuir la inclinación en el intervalo comprendido entre el 4200 – 4600 años BC, la cuál también se observa en los registros coetáneos de variación secular existentes en el Este de Europa. Este estudio abre nuevas perspectivas metodológicas para obtener datos de variación secular sobre materiales inéditos por una parte más antiguos que los que tradicionalmente se suelen trabajar en Arqueomagnetismo y por otra, que son bastante comunes en la Europa mediterránea.

Referencias

Korte, M., & C. G. Constable (2005). Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 2. CALS7K. Geochem. Geophys. Geosyst., 6, Q02H16, doi:10.1029/2004GC000801.

Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L. & Torta, J.M. (enviado). Regional modelling of the Geomagnetic Field in Europe from 6000 BC to 1000 BC. *Geochem. Geophys. Geosyst*., 2010.

Propiedades magnéticas de sílex proveniente de la cuenca Vasco-Cantábrica y parte occidental de la cuenca del Ebro: resultados iniciales e implicaciones arqueológicas

Larrasoaña J.C.(1), Olivares M.(2), Murelaga X. (3), Tarriño A. (4), Baceta J.I. (3), N. Etxebarria (2)

(1) Área de Cambio Global, IGME, Oficina de Proyectos de Zaragoza. Manuel Lasala 44, 9B. 50006 Zaragoza. jc.larra@igme.es
(2) Departamento de Química Analítica, Universidad del País Vasco. Aptdo. 644, E-48080 Bilbao.
(3) Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad del País Vasco. Aptdo. 644, E-48080 Bilbao.
(4) Centro Nacional de Investigación Sobre la Evolución Humana. Sierra de Atapuerca s/n. 09002 Burgos.

La piedra ha sido el recurso mineral más utilizado por el ser humano a lo largo de sus ~2.5 millones de años de historia. De entre todas las materias primas utilizadas en la elaboración de la industria lítica, el sílex (también denominado pedernal en castellano y chert o flint en inglés) ha sido sin duda la más utilizada. Este es el caso de la cornisa cantábrica, donde la mayor parte de industria lítica ha sido elaborada con sílex procedente de la cuenca Vasco-Cantábrica y de la parte occidental de la cuenca del Ebro. Tradicionalmente, el análisis de la industria lítica se ha basado en el estudio y caracterización visual de las piezas. En los últimos años, las inquietudes arqueológicas han comenzado a demandar métodos analíticos que permitan extraer nueva información y aumentar el conocimiento sobre aspectos tan diversos como la procedencia del material fuente, la tecnología empleada en su elaboración, e incluso la existencia de redes culturales y comerciales entre distintas poblaciones humanas. En esta comunicación se presentan los primeros resultados de magnetismo de rocas de muestras de sílex procedentes de la cuenca Vasco-Cantábrica y de la parte occidental de la cuenca del Ebro, muchas de las cuales han sido utilizadas de manera habitual por poblaciones humanas en el pasado. El objetivo de este estudio ha sido, tal y como se ha hecho ya con el estudio de sílex de otra zonas del mundo, la caracterización de la mineralogía magnética de las muestras estudiadas con el fin de buscar un patrón de comportamiento que permita distinguir distintos tipos de material fuente. Asimismo, se han hecho experimentos de caracterización de las propiedades magnéticas de las muestras una vez calentadas, ya que esto podría permitir la detección de industria lítica cuyas propiedades de cara a la elaboración de herramientas haya sido aumentada mediante el tratamiento térmico.

La susceptibilidad magnética de todas las muestras estudiadas, que provienen de medios sedimentarios tanto marinos profundos (flysch) y someros (plataforma) como de medios continentales, es negativa y muy similar a la del cuarzo (-0.62×10^{-8} m^3/kg). Las únicas excepciones son el sílex de Artxilondo (Flysch Paleoceno, Pirineo Navarro) y alguna muestra de Ablitas (facies lacustres Miocenas, Cuenca del Ebro), que presentan valores positivos. Estos datos indican que la mayor parte del sílex estudiado

presenta una gran pureza. A pesar de ello, al menos la fracción ferromagnética de las impurezas es fácilmente detectable a partir de métodos de magnetismo de rocas. El S-ratio de la mayoría de las muestras estudiadas es mayor a 0.9, lo que indica el predominio de magnetita. Sin embargo, numerosas muestras dan valores de hasta 0.5, lo que indican la presencia adicional de hematites y goetita. La magnetita es un mineral magnético común en la mayoría de medios sedimentarios, por lo que puede considerarse como un mineral primario en todos los tipos de sílex estudiados. La hematites y goetita son menos comunes en sedimentos marinos, pero son frecuentes en rocas sedimentarias marinas expuestas a la meteorización. Consideramos que, probablemente, la combinación de magnetita, hematites y goetita representa la suma de los minerales magnéticos primarios y secundarios. Los valores de la IRM de saturación indican concentraciones elevadas de minerales magnéticos en las muestras caracterizadas por una alta susceptibilidad magnética, y concentraciones mucho menores (hasta 5 veces menos) en el resto de las muestras. En cualquier caso, la variabilidad intra-muestra para las distintas propiedades magnéticas es tan alta como la variabilidad entre distintos tipos de sílex, lo que dificulta, por el momento y en ausencia de un análisis estadístico mas completo, la rápida utilización de métodos de magnetismo de rocas para identificar la procedencia de piezas de industria lítica. Nuevos análisis de magnetismo de rocas más sofisticados podrían permitir la identificación de algún patrón de comportamiento magnético que sirva para identificar la procedencia de los distintos tipos de sílex.

Una vez calentadas, las muestras experimentan un notable aumento en la susceptibilidad magnética, de manera que muchos tipos de sílex presentan muestras con valores positivos. La IRM de saturación presenta igualmente un notable aumento que va acompañado de la formación de hematites a expensas de magnetita y goetita. De nuevo, la variabilidad intra-muestra es tan alta como la variabilidad entre distintos tipos de sílex, lo que imposibilita la rápida utilización de métodos de magnetismo de rocas para identificar procedencias. En cualquier caso, estos resultados indican que los métodos magnéticos pueden ser muy interesantes de cara a identificar piezas de industria lítica calentadas, proceso mediante el cual los antiguos humanos aumentaban la calidad de la talla. La medida de propiedades magnéticas de piezas de industria lítica se perfila como el siguiente paso en nuestra investigación.

Estudio paleomagnético de una secuencia Neógena de coladas volcánicas de la Gomera

A. Caccavari(*), M. Calvo(**), A. Gogichaishvili(*), V. Soler(***), B. Aguilar(*)

(*) Laboratorio de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica, UNAM, Morelia, México, anavari@gmail.com.
(**) Departamento de Física, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Burgos, Burgos, España.
(***) Estación Volcanológica de Canarias, CSIC, La Laguna, Tenerife, España

Se presentan los resultados paleomagnéticos y de magnetismo de rocas obtenidos en muestras pertenecientes a una secuencia Neógena de 11 coladas y un dique de la Isla de la Gomera (Islas Canarias, España).

Con el fin de identificar los minerales portadores de la magnetización remanente y obtener información acerca de su estabilidad paleomagnética, se programaron diferentes experimentos de magnetismo de las rocas. El análisis de las curvas termomagnéticas permitió distinguir tres tipos de muestra: i) Tipo H, muestras con titanomagnetita con bajo contenido de Ti como único portador de remanencia; ii) Tipo M, muestras con una fase principal de temperatura de Curie intermedia (Tc=450°C) y otra con titanomagnetita de bajo contenido de Ti; iii) Tipo L, muestras con una fase de baja temperatura de Curie (Tc=120° a 200° C) y otra fase con temperatura de Curie intermedia (Tc=400°C). El análisis de los parámetros de la curva de histéresis sugiere que el tamaño de grano de la mayoría de las lavas estudiadas corresponde a partículas de seudo-monodominio, resultado que puede ser interpretado también como correspondiente a una mezcla de granos monodominio y multidominio.

Los experimentos paleomagnéticos revelaron una única componente paleomagnética. La remanencia característica de todos flujos de lava y el dique muestró polaridad inversa. La dirección media obtenida es D = 188,2º, I = -35,4º (k=46,9; α_{95} = 6,4º) y los polos paleomagnéticos calculados muestran una longitud λ =150,7º Este y una latitud ϕ = 78,8º Norte (k=59,4; A_{95} = 5,7º). Se analizó la variación secular a partir de la dispersión de los polos geomagnéticos virtuales (VGP). La dispersión de los VGP es S_B = 5,9º, con un limite de confianza superior S_{up}=8.0º y un limite de confianza inferior S_{low}= 4º. Esta dispersión es claramente inferior a la media correspondiente a su latitud durante los últimos 5 Ma, por lo que la secuencia de coladas fue probablemente emitida en un intervalo de tiempo relativamente corto. Para estimar la duración de dicho intervalo, se compararon los resultados paleomagnéticos con datos geomagnéticos actuales del observatorio de Güimar en Tenerife y del Campo de Referencia Geomagnética Internacional (IGRF). La emisión de las lavas pudo durar de 6 a 9 siglos.

Prospección georradar en la zona de la Colina de Azäzo-Gännatä 'Iyäsus (Etiopia): búsqueda y registro de estructuras arqueológicas enterradas

G. Catanzariti[1], C. Dietz[1], A. J. Martínez[1],
V. M. Fernández[2], J. de Torres[2], Jaime Almansa[2]

[1] CAI de Arqueometría y Análisis Arqueológico, Univ. Comp. Madrid
gcatanza@fis.ucm.es
[2] Fac. Geografía e Historia, Dept. Prehistoria, Univ. Comp. Madrid

Introducción

Este trabajo ilustra los resultados y la metodología de trabajo de una prospección geofísica mediante georradar, recientemente realizada en la zona de la Colina de Azäzo-Gännatä 'Iyäsus (Etiopia), dentro del proyecto de investigación "Arqueología de las misiones jesuitas ibéricas en Etiopia", (Dirección General de Bellas Artes y Bienes Culturales, Ministerio de Cultura).

El objetivo del estudio ha sido la búsqueda y el registro de estructuras arqueológicas enterradas, relacionadas con pre-existentes edificios de principio del siglo XVII.

A partir de los resultados preliminares elaboradas in situ, han sido realizados algunos sondeos de calibración que han permitido evaluar de forma directa la efectiva relevancia de algunas de las anomalías identificadas por el georradar.

Los mapas de anomalías y las representaciones gráficas finalmente elaboradas indican la presencia de restos arqueológicos de potencial interés en 3 de los 5 sectores investigados. Se trataría del los restos algunas estructuras de fortificación, espacios domésticos y, posiblemente, de los restos de una Iglesia jesuíta.

Se pretende ilustrar el importante aporte que puede proporcionar una prospección georradar en el ámbito de investigación arqueológica, con particular interés sobre las posibilidades que ofrecen las nuevas herramientas para el procesado, la elaboración y la representación 2D y 3D de los datos adquiridos.

Metodología

La técnica de prospección georradar permite averiguar, de forma indirecta, la estructura del subsuelo a partir de la transmisión de impulsos electromagnéticos y de la posterior recepción de las reflexiones generadas por discontinuidades presentes en el subsuelo. En términos físicos, la técnica georradar es sensible a todas aquellas variaciones de conductividad, permitividad eléctrica y permeabilidad magnética que pueden producirse en un medio, sean debidas bien a cambios litológicos o bien por la presencia de estructuras enterradas (Daniels, 1996, 2004; Conyers, 2004). La técnica consiste en la transmisión en el subsuelo de pulsos de duración breve (1-4ns) y frecuencia elevada que se propagan en profundidad con una cierta velocidad. Al encontrar una discontinuidad o superficie de separación entre dos medios diferentes, parte de la energía de los pulsos trasmitidos vuelve en superficie en la forma de una onda reflejada que la antena capta.

Los datos adquiridos se almacenan en forma de perfiles denominados radargramas, es decir que el equipo se encarga de yuxtaponer y correlacionar en dos dimensiones todas las trazas registradas a lo largo de un perfil. El resultado está indicado en el ejemplo de figura 1. El análisis de los perfiles georradar requiere el empleo de algoritmos de amplificación de la señal conjuntamente al

filtraje de ruidos instrumentales y ambientales que tienden a ocultar las anomalías presentes.

La prospección ha sido llevada a cabo mediante la ejecución de perfiles georadar parallelos a distancia de 0.5m, distribuidos sobre una superficie total de aproximadamente 3500 m^2, repartidas en 5 diferentes sectores. Los datos adquiridos han sido procesados mediante el programa informático GPRslice, (www.gpr-survey.com) permitiendo la elaboración de cortes de tiempo horizontales a partir de perfiles georradar verticales, además de representaciones 3D que muestran la distribución de las anomalías detectadas por el georradar en el subsuelo del área investigada.

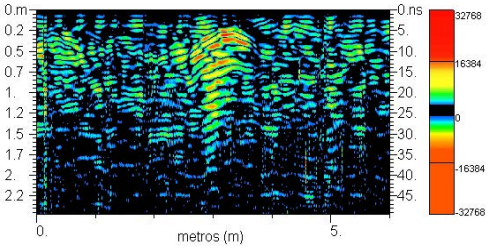


Figura 1. Radargrama de ejemplo.

Contexto geográfico y arqueológico

Azäzo está situado al sur y relativamente cerca de la histórica ciudad de Gondar que fue asentamiento real durante el reinado de Susenyos (1607-1632). Según los datos escritos, en este lugar se construyeron los siguientes edificios y estructuras: 1) una iglesia jesuita por Pedro Páez entre 1621-23 (terminada después de su muerte, ocurrida en 1622); 2) un palacio real de Susenyos (1622-24); 3) un jardín real por el mismo Susenyosw (1624?), 4) una residencia jesuita (1625-28); 5) un muro fortificado alrededor de la iglesia jesuita (1627-28); 6) un estanque rectangular para agua con un pabellón en el centro, para uso de Susenyos (1627-28).

Figura 2. Localización geográfica de la zona de la colina de Azazo.

Actualmente son visibles los restos de la iglesia rectangular, gran parte del muro rectangular que rodea la iglesia, parte de una torre circular y restos de muros conectando con ella, que podrían pertenecer al palacio real, una pequeña cisterna de alimentación del estanque, y una parte de las paredes del estanque además de los pilotes que sustentaban el pabellón central del mismo. Toda esta zona recibe el nombre, asimismo registrado en los escritos antiguos, Azäzo-Gännatä ‘Iyäsus (el “jardín o paraíso de Jesús”).

Instrumentación

La prospección ha sido realizada mediante un georradar Seeker Spr de USRadar Inc. equipado con antena apantallada de 500 MHz, transductor de posición, unidad de visualización de datos en tiempo real y carro de transporte.

Resultados (ejemplos)

Un ejemplo de los resultados obtenidos está ilustrado en la figura 3 donde se representan los cortes de tiempo de tres los cinco sectores investigados, relativos a una profundidad media de 0.65m desde la superficie del suelo. Superpuestos a éstos, también se indican las estructuras actualmente existentes. Las anomalías detectadas por el georradar están representada con el color amarillo/rojo.

En acuerdo con los resultados de algunos sondeos de calibración realizados en correspondencia con algunas de ellas, se interpretan como el efecto de la presencia de estructuras arqueológicas enterradas (fig. 4).

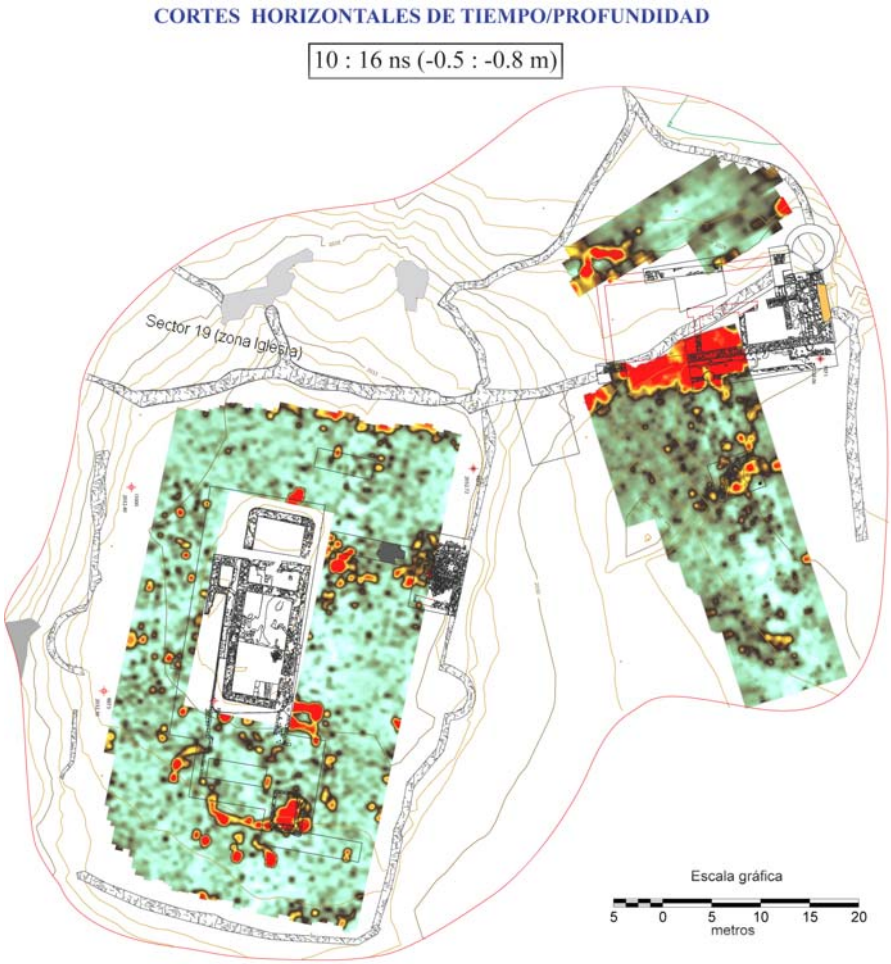


Figura 3. Ejemplo de cortes de tiempo obtenidos para tres de los cinco sectores investigados, superpuestos a las estructuras arqueológicas existentes.

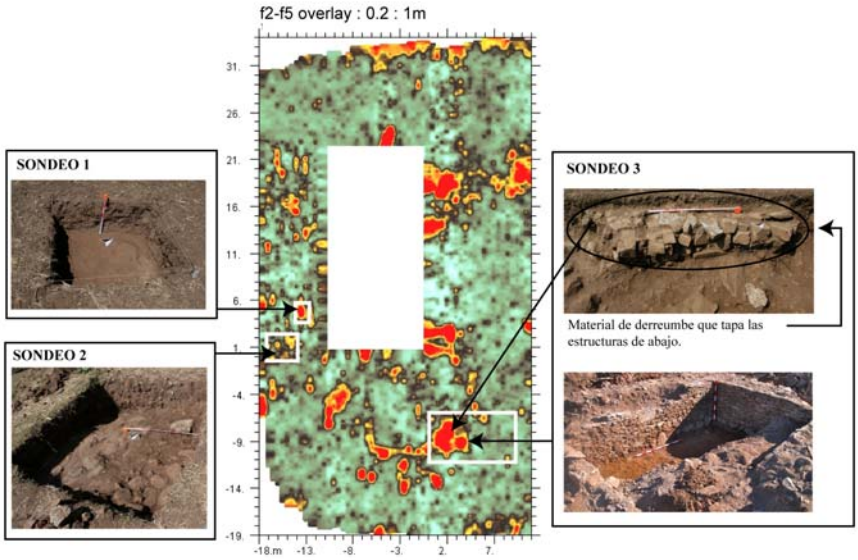


Figura 4. Sondeos de calibración realizados en correspondencia con algunas anomalías detectadas por el georradar

Por último, en la figura 5 se ilustra un ejemplo de representaciones 3D relativa a los volúmenes anómalos detectados en unos de los cinco sectores. Las anomalías más relevantes han sido aisladas en la representación de figura 6.

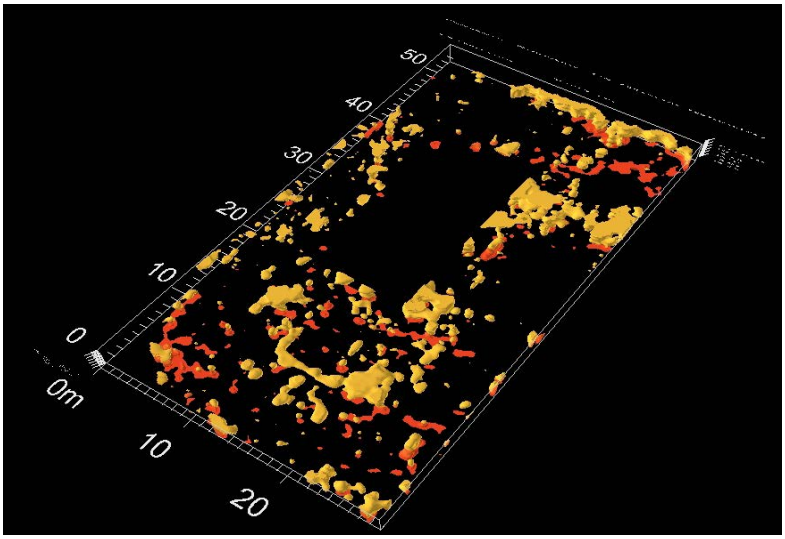


Figura 5. Representación 3D de los volúmenes anomálos detecados por el georradar en el subsuelo de uno de los sectores investigados.

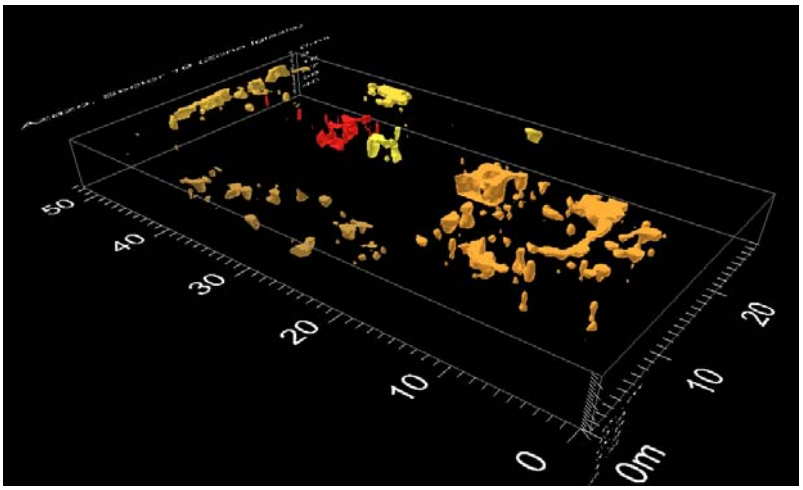


Figura 6. Sector 35. Representación 3D de las anomalías de mayor relieve de figura 5.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado el marco de Programa Nacional de Recursos Humanos del Plan Nacional de Investigación Científica Desarrollo e Innovación Tenológica 2008-2011, financiado por el Ministerio de Innovación y Ciencia y por el Fondo Social Europeo.

Referencias

Daniels D.J. 1996. Subsurface-penetrating radar.The Institution of Electrical Engineers, London.
Conyers, L.B., 2004. Ground-penetrating radar for archaelogy. Altamira Press. California, EEUU.
Daniels, D. J., 2004. Ground penetrating radar. The Institution of electrical enginners. London, UK.