

VII CICLO DE CONFERENCIAS Y SEMINARIOS DOCTORADO EN GEOLOGÍA CURSO 2014/2015

Departamento de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias
Universidad de Zaragoza



Departamento de
Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza



**Universidad
Zaragoza**



Facultad de Ciencias
Universidad Zaragoza



Escuela de Doctorado
Universidad Zaragoza



Instituto Universitario de Investigación
en Ciencias Ambientales
de Aragón
Universidad Zaragoza

©Los autores

ISBN: 978-84-92522-94-1

Depósito legal: Z 960-2015

Fotografía de la portada: Roca de sal. Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.

Editado por el Departamento de Ciencias de la Tierra

Universidad de Zaragoza

Edificio de Geológicas

C/ Pedro Cerbuna, 12

50009 Zaragoza, España



Roca de Sal. Jardín de rocas, Edificio C de Geológicas. Universidad de Zaragoza

Índice

Presentación. Gloria Cuenca Bescós	11
RESÚMENES DE LAS PONENCIAS: CICLO DE SEMINARIOS 2013/2014	
Ansón Sánchez, Marta. <i>Geología de la República Dominicana: un paraíso activo</i>	15
Arreguín Rodríguez, Gabriela. <i>Foraminíferos bentónicos del Paleógeno en un monte submarino del Pacífico Ecuatorial (Allison Guyort, ODPSite 865)</i>	19
Bartolomé Úcar, Miguel. <i>Potencial paleoclimático de las cuevas heladas: el caso de la Cueva Helada de Soaso (Sierra de Arañonera, Pirineo Central)</i>	21
Carbonel Portero, Domingo. <i>Diferenciación entre fallas gravitacionales generadas por disolución de evaporitas y fallas tectónicas mediante parámetros obtenidos a partir de trincheras. Ejemplos de España y EEUU</i>	25
Díaz Berenguer, Ester. <i>Revisión del Registro Fósil de Sirenios (Mammalia) del Eoceno Medio (Luteciense) de Europa</i>	27
Frugone Álvarez, Matías. <i>A Holocene lake record from laguna del Maule (LDM) in the Chilean Andes: climatic and volcanic controls on lake depositional dynamics</i>	29
Galán García, Julia. <i>Estudio tafonómico de los murciélagos fósiles del nivel TE9c (Sima del Elefante, Atapuerca, España)</i>	31
García Lasanta, Cristina. <i>Remagnetizaciones aplicadas a descifrar la cinemática de pliegues de gran escala en la cuenca de Cameros (NW de la Cordillera Ibérica)</i>	35
García-Prieto Fronce, Eduardo. <i>La secuencia de 140.000 años del Paleolago del Cañizar (Alto Jiloca, Teruel)</i>	39
Gil Garbí, Héctor. <i>Utilidad de los sistemas de información geográfica (SIGs) en el estudio de los depósitos cuaternarios del sector central de la cuenca del Ebro</i>	43
González Gómez, Álvaro. <i>¿A qué distancia de terremotos previos ocurrirá el siguiente?.....</i>	45
Legarda Lisarri, Alba. <i>Foraminíferos planctónicos del tránsito E—O del Tethys y Atlántico Norte: correlación y métodos</i>	47
Leunda Esnaola, María. <i>Dinámica de la vegetación de alta montaña durante el Holoceno en el Pirineo: el registro lacustre de Marboré</i>	49
Marcén Albero, Marcos. <i>Fábricas magnéticas y su aplicación al estudio cinemático de la zona de falla de río Grío (ZFRG)</i>	53
Martín Bello, Leticia. <i>Plan de desarrollo de tesis doctoral sobre estromatolitos: implicaciones sedimentológicas y climáticas</i>	57
Merchán Elena, Daniel. <i>Calidad de riego y contaminantes exportados en la cuenca de Lerma tras su transformación al regadío</i>	61

Moreno Domínguez, Rafael. <i>Presencia del género Nypa en la formación Arguís</i>	63
Moussaid, Bennacer. <i>Aplicación de técnicas magnéticas (Paleomagnetismo y ASM) al estudio de las cuencas Jurásico-Cretácicas del Alto Atlas (Marruecos)</i>	65
Muñoz del Pozo, Alicia. <i>Caracterización de la procedencia de elementos artísticos realizados en alabastro mediante la aplicación de técnicas no invasivas</i>	69
Núñez Lahuerta, Carmen. <i>El registro paleontológico de las aves de la Península Ibérica durante el Pleistoceno Superior</i>	73
Parrilla Bel, Jara. <i>Plesiosaurios de Aragón</i>	77
Pérez Mejías, Carlos. <i>Dataciones preliminares de Espeleotemas de cavidades en la zona de enlace entre las Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana</i>	79
Puértolas Pascual, Eduardo. <i>¿Se extinguieron los crocodilomorfos europeos en el límite Cretácico/Terciario?</i>	81
Royo Plumed, Hernando. <i>¿Qué analizar para conocer la procedencia del mármol estatuario?</i> 85	
San Juan Juan José, Yasmina <i>Deforestación y activación geomorfológica en el piso subalpino pirenaico</i>	89
Santolaria Otín, Pablo. <i>Aplicación del análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) en tectónica salina</i>	93
Sevillano Matilla, Ana. <i>Facies y secuencias de la plataforma carbonatada somera sinemuriense en Mallorca</i>	97
Silva Casal, Roi. <i>Los mares tropicales de la cuenca de Jaca: inferencias paleoambientales y paleoecológicas en la Fm. Guara</i>	101
Ulloa Rivas, José Antonio. <i>New cranial remains of ornithocheiridae (Pterosauria, Pterodactyloidea) from the Iberian Barremian (early Cretaceous)</i>	105
Val Muñoz, Jorge. <i>El miembro Ricla: geometrías y heterogeneidades de un depósito granosostenido carbonatado-siliclástico</i>	109

Conferencias y ponencias realizadas durante el curso 2014/2015	113
--	-----

DOCTORADO EN GEOLOGÍA

- Departamento responsable:

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

E-mail Secretaría del Departamento: cctierra@unizar.es

<http://wzar.unizar.es/acad/fac/geolo/index.html>

- **Coordinadora del Doctorado:** Gloria Cuenca Bescós

- **Comisión de Doctorado del Dpto. Ciencias de la Tierra**

- TITULARES

Gloria Cuenca Bescós	Área de Paleontología	cuencag@unizar.es
Ignacio Subías Pérez	Área de Cristalografía y Mineralogía	isubias@unizar.es
Beatriz Bádenas Lago	Área de Estratigrafía y Sedimentología	bbadenas@unizar.es

- SUPLENTE

Teresa Román Berdiel	Área de Geodinámica Interna	mtdrjb@unizar.es
Gloria Desir Valén	Área de Geodinámica Externa	gdesir@unizar.es
Luis Auqué Sanz	Área de Petrología y Geoquímica	lauque@unizar.es

Dirección profesorado del Departamento de Ciencias de la Tierra: Edif.Geológicas. Pedro Cerbuna, 12-50009 Zaragoza. Telf.: +34976761105-976761000 ext.3166 Fax: +34976761106 email:

cctierra@unizar.es

Invitados de otras instituciones:

Ana Navas Izquierdo
Investigador Científico del CSIC
Personal Investigador de Plantilla
Erosión y Evaluación de Suelo y Agua

Estación Experimental de Aula Dei (CSIC)
Av. Montañana 1.005
50059 - Zaragoza (Spain)
Despacho: 1.12
Tel: 976716094
e-Mail: anavas@eead.csic.es

Blas Lorenzo Valero Garcés
Investigador Científico CSIC
Consejo Superior de Investigaciones Científicas
Instituto Pirenaico de Ecología
Dpto. Procesos Geoambientales y Cambio Global
Avda Montañana 1005, Apdo 202, 50080 Zaragoza
Teléfono 976 716112
blas@ipe.csic.es
<http://www.ipe.csic.es/limnogeologia/principal.htm>

Ruth Soto Marín
Científica Titular Instituto Geológico y Minero de España (IGME)
Tectónica, Geología Estructural
C/ Manuel Lasala, 44 - 9º B
50006 Zaragoza
Teléfono: + 34 976 555 153 – 976 555 282
E-mail: r.soto@igme.es



Edificio C de Geológicas. Universidad de Zaragoza.

RESÚMENES DE LAS PONENCIAS DEL CICLO DE
SEMINARIOS 2014/2015
DOCTORADO EN GEOLOGÍA

EL PROGRAMA DE DOCTORADO DE GEOLOGÍA: VII CICLO DE SEMINARIOS DEL CURSO 2014-2015

Gloria Cuenca-Bescós

Área de Paleontología del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza. C. Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza, España.
cuencag@unizar.es

Los artículos presentados en este volumen son el resultado de la actividad investigadora que desarrollan los alumnos del Programa de Doctorado en Geología de la Universidad de Zaragoza, ésta es la edición del VII ciclo (Fig. 1).

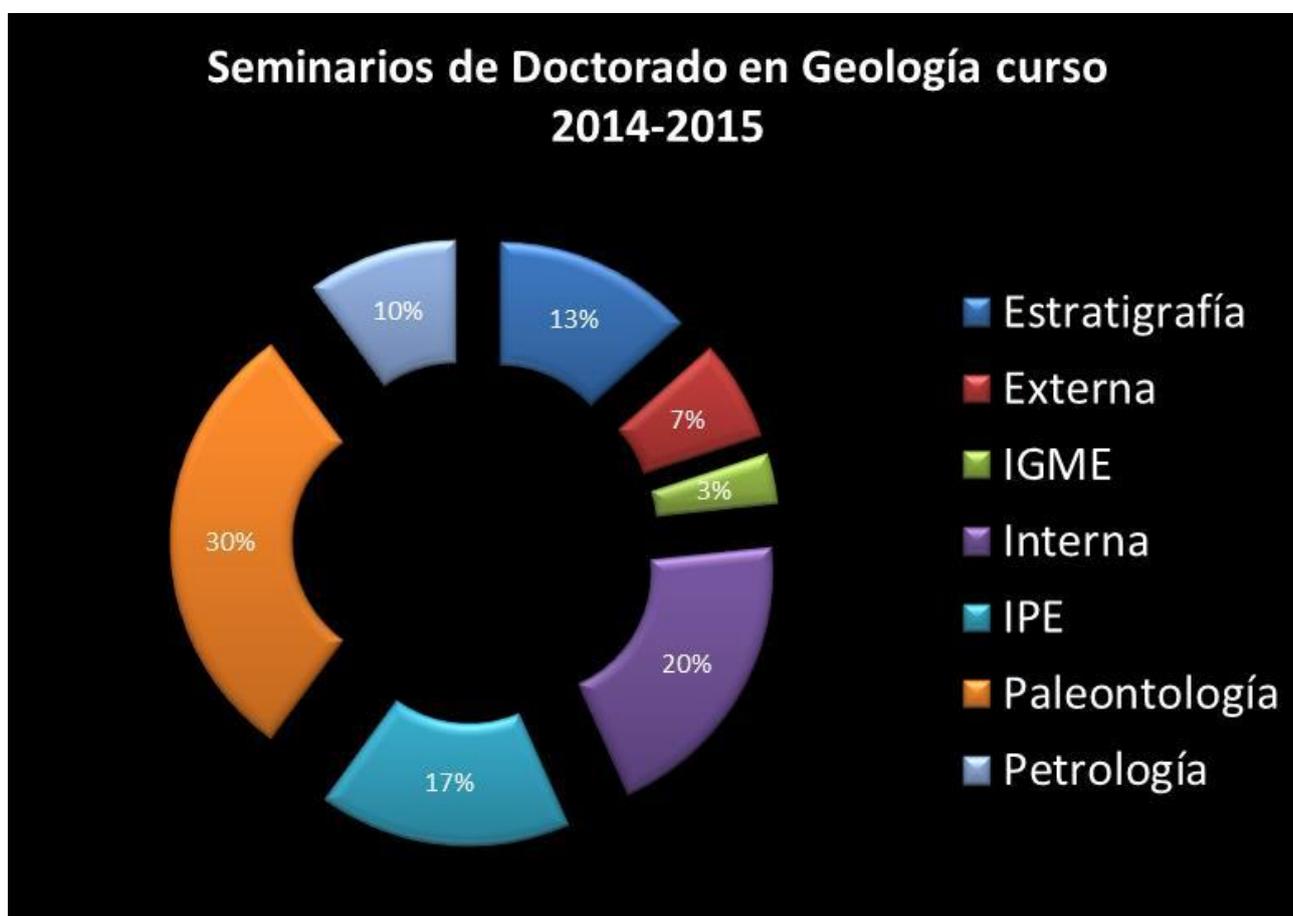


Fig. 1 Seminarios por área de conocimiento. Geología. Curso 2014-2015.

Como en las ediciones anteriores, este libro recoge los resultados presentados por los alumnos del Programa de Doctorado en Geología ésta vez, del curso 2014-2015. En el gráfico de la Fig. 1 se puede observar que la dinámica y el volumen de trabajo es importante en la mayoría de las áreas de conocimiento del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza.

Estos seminarios se enmarcan dentro de las actividades de Doctorado que deben desarrollar los doctorandos de Geología a lo largo de su período de formación como doctores.

Me gustaría destacar que los centros de investigación externos a la Universidad de Zaragoza,

como son el Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC), el Instituto Geológico y Minero (IGME) y la Estación Experimental de Aula Dei (EEAD-CSIC), ubicados en Zaragoza, colaboran activamente en nuestro programa de Doctorado aportando una visión de la Geología algo distinta de la que desarrollamos en el Departamento de Ciencias de la Tierra puesto que analiza temas de actualidad e importantes para Aragón como son el agua y los cambios climáticos en los últimos miles de años. Durante la impartición tanto de estos seminarios como de las Conferencias Invitadas (Fig. 2) hemos podido observar cómo la actividad agrícola y especialmente los regadíos son una importante fuente de datos de “geoactualismo” como son la erosión de suelos, contaminación de cuencas hidrológicas y su recuperación, los efectos del consumo de los recursos hídricos por parte de las actividades agrícolas, entre otros.

Por otra parte, aunque la memoria de verificación de la ANECA (<http://155.210.12.154/acad/doctorado/eDoctorados99.php?id=316&p=5>) indica que tenemos seis líneas de investigación en nuestro Doctorado, se podría asegurar que se han multiplicado desde que fue aprobada dicha memoria en 2012, y que además hay una actividad multidisciplinar importante.

A continuación haré un breve repaso de los trabajos presentados por los doctorandos de Geología en el presente volumen, que pueden darnos una idea de la enorme diversidad de estudios en Ciencias de la Tierra que se están desarrollando en la Universidad de Zaragoza. Invito a los lectores a leerlos en extensión para que puedan extraer sus propias ideas y conclusiones.

La Geología permite aproximarnos al arte desde el estudio de las rocas que se utilizan para tallar y construir monumentos o elementos artísticos, como son el alabastro y el mármol.

La Geología permite conocer las remotas islas del Caribe y del Pacífico estudiando aspectos tan distintos como la tectónica de placas y el vulcanismo y los terremotos asociados así como los organismos más pequeños (foraminíferos) que vivieron en sus aguas.

La Geología es una de las disciplinas más importantes en el análisis de los cambios climáticos y de la predicción de los posibles cambios en el clima actual y del futuro más cercano gracias al estudio de los archivos del pasado como las secuencias estratigráficas en lagos (hemos visto la estratigrafía de lagos en Teruel, en los Pirineos y en Chile, en los Andes), el hielo en cuevas heladas, los espeleotemas (estalagmitas y estalactitas) de todo tipo de cuevas, los estromatolitos, la Formación Guara en la cuenca de Jaca, las antiguas plataformas marinas de Mallorca y los fósiles de organismos (animales y plantas) como indicadores climáticos del pasado como los Foraminífero, los mamíferos Sirenios, las palmeras tropicales (*Nypha*) de Arguís, o las Aves y los Quirópteros del Cuaternario de la Península Ibérica.

Aspectos como la prevención de desastres naturales como los terremotos y actividad de la litosfera terrestre en general necesitan estudios detallados de la actividad interna de la tierra (tectónica) como las fallas y plegamientos de las rocas, geometría de las unidades rocosas, el paleomagnetismo, así como análisis de terremotos para predecir cuándo ocurrirán los siguientes.

Como he mencionado, un seguimiento con metodología geológica, de las actividades de explotación agrícola y forestal permite analizar problemas como pérdida de suelos, contaminación, deslizamientos de terrenos, entre otros aspectos.

La Geología al incorporar los modernos métodos de información geográfica como los SIG's permiten realizar cartografías temáticas como la geología del cuaternario y la geomorfología en detalle.

Finalmente, la Geología permite reconstruir cómo fue la biosfera en el tiempo de los dinosaurios al estudiar los fósiles de cocodrilos, plesiosaurios y los grandes reptiles voladores que coexistieron con ellos.

FECHA	HORA	ACTIVIDAD	PONENTE	TÍTULO	ORGANISMO
30-oct-14	12h	Conferencia	José María García	La Relación entre laderas y cauces en áreas de montaña	IPE, CSIC
13-nov-14	12h	Conferencia	Alfonso Ibarra	Microscopía electrónica, microscopía de fuerza atómica, y espectroscopia XPS, aplicaciones y técnicas	Instituto de Nanociencia de Aragón
20-nov-14	12h	Conferencia	David Polo	Introducción a la Exploración y Producción de Hidrocarburos	Geología, CEPSA
27-nov-14	12h	Conferencia	Rebeca García	Tecnología tac en evolución humana	Universidad de Burgos
11-dic-14	9-14h	Seminarios	Doctorandos	Varios seminarios doctorandos	Universidad de Zaragoza
15-ene-15	12h	Conferencia	Javier Escuder	Arcos isla, Mesetas oceánicas y prismas de acreción: una introducción a la evolución geológica de la República Dominicana.	IGME
22-ene-15	12h	Conferencia	Jesus Causapé	Impacto ambiental del regadío según como se mire.	IGME
12-feb-15		Conferencia	Javier Alonso Rogríguez	Porosidad y comportamiento hídrico de materiales pétreos.	Petrología y Geoquímica de la Universidad de Oviedo
19-feb-15		Conferencia	Juan Jiménez Millán	Integración de datos mineralógicos, geoquímicos y tectónicos de fallas activas para la estimación del potencial sísmico	Cristalografía y Mineralogía. Universidad de Jaén
19 mz 2015	12h	Conferencia	Helmut Weissert	Pelagic sediments-archives for ocean and climate history	ETH Instituto Geologico Zurich
30-abr-15	9-14h	Seminarios	Doctorandos	Varios seminarios doctorandos	Universidad de Zaragoza

Fig. 2. Tabla de las Actividades del Programa de Doctorado en Geología del curso 2014-2015: VII conferencias y seminarios

LA RELACIÓN ENTRE LADERAS Y CAUCES EN ÁREAS DE MONTAÑA. Conferencia Inaugural del *VII Ciclo de Conferencias y Seminarios del Doctorado en Geología*. Curso 2014-2015. Jueves 30 octubre 2014. 12h Salón Actos Geología



José M. García-Ruiz. Dpto. Procesos Geoambientales. IPE. CSIC. Zaragoza

GEOLOGÍA DE LA REPÚBLICA DOMINICANA: UN PARAÍSO ACTIVO.

Marta Anson Sánchez.

1. Área Geodinámica Interna, Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza.
2. Instituto Geológico y Minero de España.
m.anson@igme.es

La placa Caribe se sitúa entre las longitudes 60° y 90° W y latitudes de 10° y 20° N, siendo una de las placas que presenta una menor superficie (4.000.000 Km²) dentro del conjunto de las grandes placas tectónicas, extendiéndose desde Centroamérica en su límite oeste hasta las Pequeñas Antillas al este, y desde el sur de Cuba hasta el norte de Sudamérica.

Los límites de placa vienen marcados por una alta concentración de terremotos y de procesos de vulcanismo activo en los márgenes este (arco volcánico de las Pequeñas Antillas) y oeste (Centroamérica).

La placa Caribe limita al norte y al este con la placa Norteamericana y al sur con la placa Sudamericana, con un movimiento relativo hacia el este respecto a ambas. A partir de datos GPS se ha estimado una tasa de movimiento de la placa Caribe de 18-20 mm/año con un azimut de 070° (Mann et al, 2002) y 20 mm/año con azimut 068° (Weber et al, 2001). Al oeste limita con las placas de Cocos y Nazca, obteniéndose tasas de movimiento mucho más elevadas, que oscilan entre los 59 y los 74 mm/año (DeMets et al, 1994).

Estas diferencias en las tasas de movimiento son acomodadas principalmente en las zonas de borde de la Placa Caribe, pudiendo agrupar sus principales límites en tres grandes grupos: límites transcurrentes, divergentes y convergentes. Los límites transcurrentes están constituidos por grandes desgarres sinestrales conjugados a lo largo del borde norte y desgarres dextrales en el límite sur, dando lugar a zonas de transpresión y transtensión. Los límites divergentes vienen definidos por zonas de rift, como es el caso de la Fosa de las Caimán al oeste, con una tasa de apertura de 15 mm/año y el Paso de la Mona al este con una apertura bastante menor, de en torno a 5 mm/año. Por último, los límites convergentes vienen marcados por procesos de subducción de la litosfera oceánica del Atlántico, que se está consumiendo bajo la placa Caribe en el borde norte, y la zona de subducción de las Antillas Menores y la zona Centroamérica en el borde este y sur respectivamente (Granja, 2005).

A partir de numerosos estudios de mecanismos focales realizados durante más de 25 años en los terremotos que han tenido lugar en la zona del Caribe, autores previos han demostrado que los grandes terremotos ($M_s > 4.5$) tienen lugar con mayor frecuencia en aquellas zonas donde impera un régimen tectónico compresivo (zonas de subducción) que en aquellas zonas definidas por una tectónica de desgarre.

La zona de estudio se sitúa al norte de la Placa Caribe, en la isla de la Española, que comprende los países de República Dominicana y Haití; concretamente en la parte noreste de la isla, desde la Península de Samaná hasta Santiago de los Caballeros. Se encuentra situada entre dos grandes estructuras tectónicas: la Falla Septentrional al sur, que es una falla de desgarre sinistral causante del levantamiento de la Cordillera que lleva el mismo nombre, y una zona de subducción al norte que marca el límite entre la placa Caribe y la Norteamericana.

La Cordillera Septentrional está constituida fundamentalmente por rocas de arco de isla de edad Cretácico-Eoceno, fundamentalmente rocas plutónicas y volcánicas y melánges ofiolíticas afectadas por un conjunto de fallas y pliegues de dirección NW-SE. A partir del Eoceno, como consecuencia

de la tectónica de desgarre, la zona de estudio se estructura en una serie de cuencas, con morfologías alargadas predominantemente NW-SE, constituidas por materiales detríticos (areniscas y conglomerados fundamentalmente) y depósitos carbonatados marinos que abarcan una gran extensión areal.

Por último, los depósitos cuaternarios, que se disponen fundamentalmente en las zonas de costa, están constituidos por arrecifes de coral en posición de vida, levantados y afectados por un elevado número de fracturas.

El trabajo que se ha llevado a cabo se ha centrado en el estudio de la deformación reciente, exclusivamente de carácter frágil, que afecta a los materiales terciarios y cuaternarios con el fin de analizar la partición de la deformación presente en este sector de la isla con el fin de aportar nuevos datos sobre la participación de la tectónica de desgarre y compresiva en la generación de terremotos en esta zona tan poblada de República Dominicana. Para ello se han realizado dos campañas de campo, una primera para la toma de muestras para los análisis de magnetismo de rocas, y una segunda centrada en la obtención de datos estructurales para caracterizar la deformación reciente que afecta a la parte norte de la Placa Caribe.

Además se cuenta con datos geofísicos (obtenidos en campañas previas) de gravimetría y campos potenciales, todavía sin filtrar ni analizar que complementarán y serán de gran utilidad para cumplir los objetivos propuestos para el desarrollo de este trabajo.

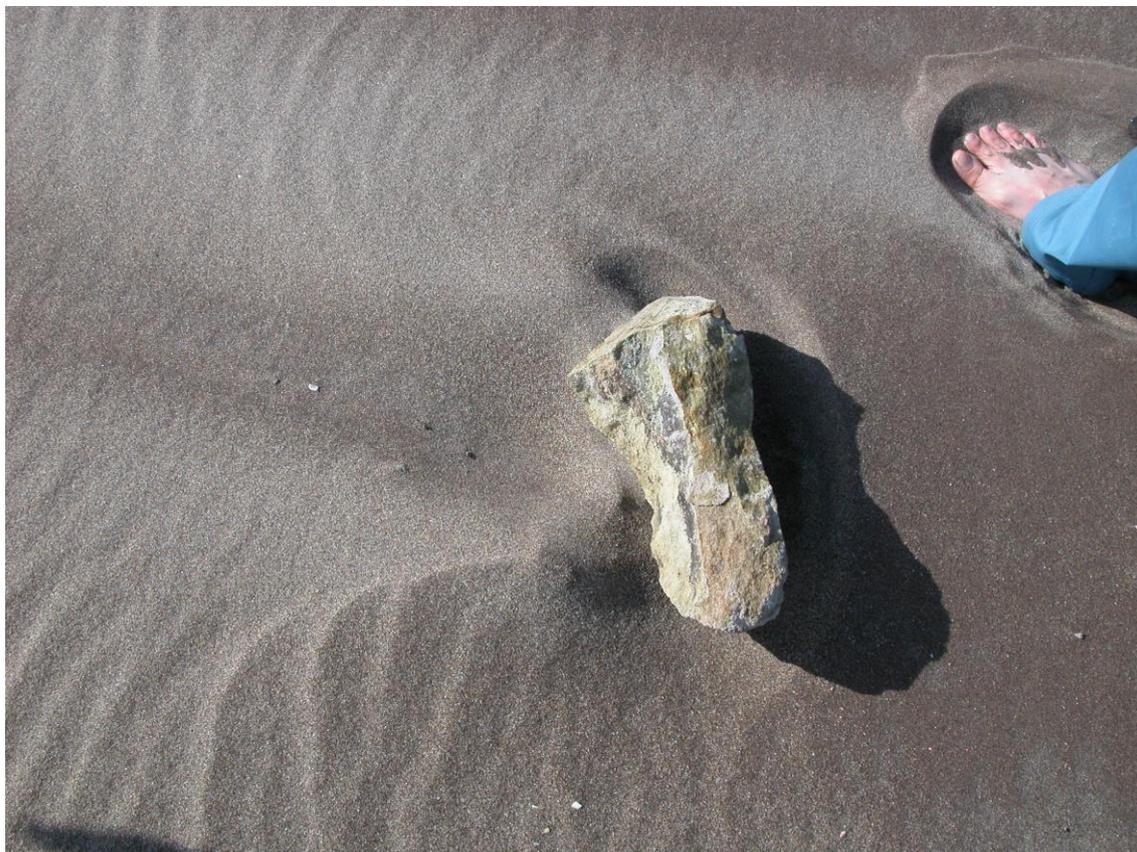
Referencias Bibliográficas

de Mets, C., Donald, G. y Seth, A. (1994): Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, Vol 21, 2191–2194pp.

Granja, J.L. (2005): Geodinámica del borde noreste de la Placa Caribe. Tesis doctoral. 123pp.

Mann, P., Calais, E., Ruegg, J-C., Demets, C. Y Jansma, P. (2002): Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics*, Vol: 22, n°6, 26pp.

Weber, J., Dixon, T., Demets, C., Ambeh, W., Jansma, P., Mattioli, G., Saleh, J., Sella, G., Bilham, R. Y Perez, O. (2001): GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. *Geological Society of America*, Vol: 29, n° 1, 75-78pp.



Ripples en La Playa de Barronal (Almería)

FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS DEL PALEÓGENO EN UN MONTE SUBMARINO DEL PACÍFICO ECUATORIAL (ALLISON GUYORT, ODP SITE 865)

Gabriela de Jesús Arreguín Rodríguez

Área de Paleontología. Departamento de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza
gjarregin@gmail.com

Los montes submarinos son elevaciones topográficas del fondo marino geográficamente aisladas. Representan ambientes únicos e inusuales caracterizados generalmente por un ecosistema con faunas altamente diversas, controlado por diversos factores bio-físicos principalmente corrientes. Los foraminíferos bentónicos y su comportamiento en dichos ambientes han sido escasamente documentados en el registro fósil. Por ello se describe, por primera vez, las asociaciones de foraminíferos bentónicos del Paleoceno tardío – Eoceno medio (~60-37.5 Ma) sobre el Allison Guyot (ODP Site 865), un monte submarino en el Pacífico ecuatorial. Así mismo, se analiza su respuesta a los eventos hipertermales identificados con base en el registro de $\delta^{13}\text{C}$, el Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno (PETM) y el 3-Máximo Térmico del Eoceno (ETM3).

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos del ODP Site 865 son generalmente diversas, dominadas por taxones infaunales como stilostomellidos y bulimínidos; mientras que las especies epifaunales más comunes son Nuttallides truempyi y Cibicidoides spp. La dominancia de morfogrupos infaunales, principalmente stilostomellidos -taxones calcáreos cilíndricos con aberturas complejas-, es sorprendente en un ambiente oligotrófico, por lo que se sugiere que dichos taxones pudieron haberse comportado como suspensívoros, extendiendo los pseudópodos a través de las aberturas complejas para alimentarse de las partículas en suspensión acarreadas por las corrientes. Además, su estilo de vida infaunal, debió protegerlos del arrastre por dichas corrientes. La abundancia de taxones epifaunales suspensívoros, que vivían unidos al sustrato (Cibicidoides spp.), sugieren una intensificación de las corrientes sobre el guyot durante el Eoceno inicial.

Los cambios en las asociaciones de foraminíferos bentónicos fueron similares durante el PETM y el ETM3, aunque en menor intensidad durante el ETM3. Las faunas debieron ser afectadas por una combinación de disolución del carbonato e incremento de aportes alimenticios por la intensificación de las corrientes durante el PETM. En el ETM3 también hubo incremento de nutrientes, pero no ocurrió disolución. De tal manera que el comportamiento de los foraminíferos bentónicos en el Allison Guyot estuvo controlado por una combinación de los cambios climáticos globales, incluyendo los eventos hipertermales, con las condiciones locales sobre el monte submarino, controlados principalmente por los cambios en el sistema de corrientes alrededor del guyot.

Referencias Bibliográficas

Genin, A. (2004) Bio-physical coupling in the formation of zooplankton and fish aggregations over abrupt topographies. *Journal of Marine Systems*, v. 50, 3-20.

POTENCIAL PALEOCLIMÁTICO DE LAS CUEVAS HELADAS: EL CASO DE LA CUEVA HELADA DE SOASO (SIERRA DE ARAÑONERA, PIRINEO CENTRAL)

Miguel Bartolomé Úcar

Área de Geodinámica Externa. Departamento de Ciencias de la Tierra,
Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza
mbart@ipe.csic.es

Las cuevas representan ambientes singulares para estudiar la actividad criogénica tanto en la actualidad como en el pasado (Luetscher et al., 2013). El término cueva helada (ice cave) hace referencia a una cavidad natural que contiene un volumen significativo de hielo permanente (Persoiu y Onac, 2012). El hielo puede aparecer bien por congelación de agua acumulada en el fondo de galerías y salas procedente de la infiltración y/o por transformación de nieve acumulada al pie de la entrada e introducida en la cavidad por el viento (Ford y Williams, 2007). Estos depósitos de hielo tienen un gran valor desde el punto de vista paleoclimático (Luetscher et al., 2007) porque, en el caso de que el hielo pueda ser datado mediante restos vegetales externos o calcita criogénica precipitada en el interior del cuerpo de hielo, la composición isotópica de dicho hielo indica las condiciones climáticas en las que se formó. Las Sierras Interiores pirenaicas constituyen el único dominio de la Península Ibérica con cuevas heladas, junto con algunos sectores de la Cordillera Cantábrica. En general, el volumen de hielo fósil en estas cavidades se está reduciendo de una manera alarmante, como consecuencia del calentamiento global (Zoltán y Persoiu, 2013; Belmonte et al., 2014), de manera que los depósitos de hielo en cavidades constituyen un archivo efímero de elevado interés que es necesario estudiar antes de su desaparición definitiva.

Cueva helada de Soaso

La cueva se localiza en la cara sur del pico Otal a una cota de 2400 m s.n.m. (Pirineo Central) (Figura 1A). La entrada aparece a mitad de un escarpe vertical en calizas paleocenas (Figura 1B). Se trata de una galería horizontal (Figura 1C) que conserva rasgos de circulación forzada posteriormente incidida en condiciones vadosas. Actualmente se encuentra desfondada y con importantes signos de gelifracción. El depósito de hielo se encuentra en una amplia sala al final de la galería (Figura 1C), en la que se advierte una fuerte ventilación a partir de un conducto vertical. Se trata de un depósito de hielo de congelación de agua procedente de la infiltración en el macizo y presenta una potencia de 6 metros.



Figura 1: A, B) Situación y localización de la Cueva Helada de Soaso.
C) Topografía de la cueva con la situación del hielo en su interior

Los parámetros ambientales monitorizados indican a priori que se trata de una cueva estatodinámica según la clasificación de Luetscher and Jeannin (2004).

El depósito de hielo (Figura 2A) presenta una estructura ligeramente inclinada y una estratificación general bandeada de hielo blanco y hielo gris. Se observan deformaciones por flujo del hielo y superficies de fusión de escasa importancia. Los restos de materia orgánica extraídos del interior del hielo han permitido datar su depósito. Las edades obtenidas (925-180 años calibrados BP) indican que la formación del hielo tuvo lugar durante parte de la Anomalía Climática Medieval (ACM) y la Pequeña Edad de Hielo (PEH). Además en el interior del hielo aparecen carbonatos de congelación (Figura 2 B, C, D) que se generan durante el momento de la congelación del agua de infiltración debido a la desgasificación del agua durante la congelación. La forma, tamaño y composición isotópica de los mismos permite obtener información de las velocidades de congelación (Zák et al., 2004). Los carbonatos criogénicos, además de aparecer en el interior hielo, se encuentran localizados sobre los bloques y paredes (Figura 2C) a lo largo de la cavidad, por lo que indica que esas zonas estuvieron ocupadas por hielo. También se ha observado la formación de carbonato criogénico sobre la masa de hielo en pequeños charcos (Figura 2D).

El estudio de la variación isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ y δD) del hielo depositado durante la ACM y la PEH, en base a un muestreo de alta resolución, permitirá inferir a priori las variaciones de temperatura y precipitación que tuvieron lugar durante ese periodo. Las relaciones entre la línea de agua meteórica local/regional de las precipitaciones respecto a las líneas marcadas por el agua de goteo y por el hielo permite averiguar si se ha producido algún tipo de fraccionamiento isotópico durante el proceso formación de la masa helada (Yonge y McDonald, 1999).

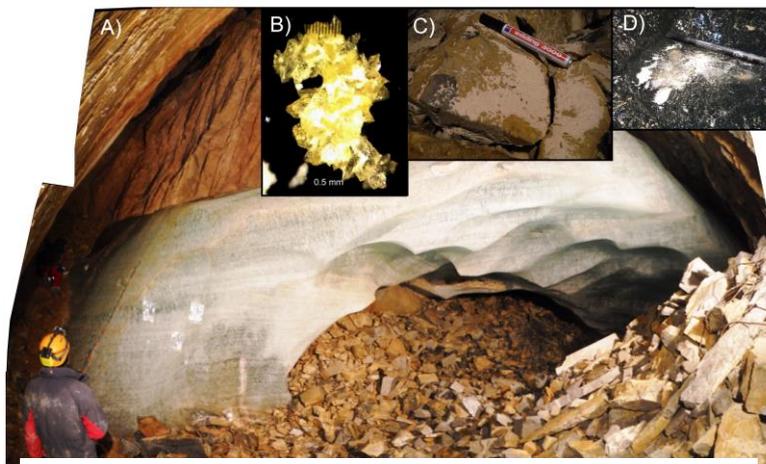


Figura 2: A) Depósito de hielo. B) Carbonato criogénico visto a través de lupa. C) Carbonatos criogénicos sobre bloques gravitacionales. D) Actual formación de carbonato criogénico.

Agradecimientos:

Agradecer a Jordi Borràs (Espeleoclub de Gràcia) y colaboradores la realización de la topografía de la cavidad, a Alberto Gomollón (S.E.C.E.M) la ayuda prestada durante el trabajo de campo y a José Pascual y José Antonio (Linás de Broto) los permisos de acceso a la pista. El estudio de esta cavidad se está realizando en el marco de una ayuda de investigación del Instituto de Estudios Altoaragoneses.

Referencias Bibliográficas

Belmonte-Ribas, A., Sancho, C., Moreno, A., López-Martínez, J. and Bartolomé, M. (2014). Present-day environmental dynamics in ice cave A294, Central Pyrenees, Spain. *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 37, 131-140.

Ford, D. y Williams, P. (2007): *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Wiley, 562 p.

Luetscher, M. Y Jeannin, P.Y. (2004). A process-based classification of mid-latitude, low-altitude ice caves. *Theoretical and applied karstology*, 17, 5-10.

Luetscher, M., Bolius, D., Schwikowski, M., Schotterer, U., and Smart, P. L. (2007): Comparison of techniques for dating of subsurface ice from Monlesi ice cave, Switzerland, *J. Glaciol.*, 53, 374–384.

Luetscher, M. Borreguero, M., Moseley, G., Spötl, C and Edwards, R.L (2013): Alpine permafrost thawing during the Medieval Warm Period identified from cryogenic cave carbonates. *The Cryosphere*, 7, 1073–1081, 2013

Perşoiu, A. y Onac, B.P. (2012). Ice in caves. En: W.B. White y D.C. Culler (Eds.). *Encyclopedia of Caves*, 399–404.

Yonge, C.J. y McDonald, W.D. (1999). The potential of perennial cave ice in isotope palaeoclimatology. *Boreas*, 28, 357-362.

Zak, K., Urban, J., Cílek, V., and Hercman, H. (2004): Cryogenic cave calcite from several Central European caves: age, carbon and oxygen isotopes and a genetic model, *Chem. Geol.*, 206, 119–136.

Zoltán, K., Persoiu, A. (2013). Cave ice-the imminent loss of untapped mid-latitude cryospheric palaeoenvironmental archives. *Quaternary Science Reviews* 67, 1-7.



Edificio Geológicas. Universidad de Zaragoza

DIFERENCIACIÓN ENTRE FALLAS GRAVITACIONALES GENERADAS POR DISOLUCIÓN DE EVAPORITAS Y FALLAS TECTÓNICAS MEDIANTE PARÁMETROS OBTENIDOS A PARTIR DE TRINCHERAS. EJEMPLOS DE ESPAÑA Y EEUU.

Domingo Carbonel Portero

Área de Geodinámica Externa. Dpto. Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.
dcarbone@unizar.es

Se han analizado una serie de fallas activas generadas por disolución de evaporitas mediante la técnica del *trenching* en España y EEUU. En España se han estudiado fallas normales relacionadas con la karstificación interstratal de evaporitas triásicas en la Cordillera Ibérica (Fosa de Río Seco, Falla de Zenzano) y los Pirineos (fosas de Peracalç). Las roturas superficiales estudiadas en las Montañas Rocosas de Colorado corresponden a fallas de tipo flexural-slip relacionadas con el despliegue del Grand Hogback Monocline, como consecuencia de la karstificación de la formación salina situada a lo largo de la parte inferior de la estructura Larámide.

En todos los casos las trincheras muestran evidencias de desplazamiento episódico. Los parámetros inferidos sugieren que las fallas gravitacionales relacionadas con la disolución de evaporitas tienden a mostrar tasas de desplazamiento mayores, menor recurrencia y desplazamientos por evento más elevados que las fallas tectónicas. Esta información puede ayudar a diferenciar entre fallas tectónicas y gravitacionales. Las fallas flexural-slip del Grand Hogback Monocline, con unos 25 km de longitud y superficies de rotura del orden de 190 km², podrían generar “terremotos por despliegue” con magnitud destructiva ($M_w \sim 6$).

Referencias Bibliográficas

Carbonel, D., Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., McCalpin, J., Guerrero, J., & Rodriguez, V. (2013). Differentiating between gravitational and tectonic faults by means of geomorphological mapping, trenching and geophysical surveys. The case of Zenzano Fault (Iberian Chain, N Spain). *Geomorphology*, 189, 93-108.

Guerrero, J., Brunh, R.L., McCalpin, J., Gutiérrez, F., & Willis, G. (2012). Interstratal karstification and late Quaternary active faulting in Moab collapse salt valley, SE Utah (USA). *Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología*. Sociedad Española de Geomorfología, Santander, 417-420.

Gutiérrez, F., Carbonel, D., Guerrero, J., McCalpin, J.P., Linares, R., Roque, C., & Zarroca, M. (2012a). Late Holocene episodic displacement on fault scarps related to interstratal dissolution of evaporites (Teruel Neogene Graben, NE Spain). *Journal of Structural Geology*, 34, 2-19.

Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., Galve, J.P., Carbonel, D., & Rosell, J. (2012b). Investigating gravitational grabens related to lateral spreading and evaporite dissolution subsidence by means of detailed mapping, trenching and electrical resistivity tomography (Spanish Pyrenees): *Lithosphere*, 4, 331-353.

Gutiérrez, F., Carbonel, D., Kirkham, R.M., Guerrero, J., Lucha, P., Matthews, V. (2014). Can flexural-slip faults related to evaporite dissolution generate hazardous earthquakes? The case of the Grand Hogback Monocline of west-central Colorado. *GSA Bulletin*, in press.

Hanson, K.L., Kelson, K.I., Angell, M.A., & Lettis, W.R. (1999). Techniques for identifying faults and determining their origins. U.S. Nuclear Regulatory Commission. Washington, contract report NUREG/CR-5503, 186 p. and appendices.

REVISIÓN DEL REGISTRO FÓSIL DE SIRENIOS (MAMMALIA) DEL EOCENO MEDIO (LUTECIENSE) DE EUROPA

Ester Díaz Berenguer

Grupo Aragosaurus-IUCA, Departamento de Ciencias de la Tierra,
Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza
ester.berenguer@gmail.com

El registro fósil de sirenios del Luteciense (Eoceno Medio) es escaso a nivel mundial, y especialmente en Europa, donde la edad de los afloramientos y/o las asignaciones taxonómicas son inciertas. Las únicas especies válidas son los sirenios húngaros *Sirenavus hungaricus* Kretzoi, 1941 y *Anisosiren pannonica* Kordos, 1979, ambas endémicas de la Cuenca de los Cárpatos. El objetivo de este trabajo es revisar los holotipos de los sirenios lutecienses de Hungría, consultados durante la estancia realizada en el Museo de Historia Natural y el Instituto Geológico y Geofísico de Budapest, y compararlos con los fósiles de la misma edad recuperados en el yacimiento de Castejón de Sobrarbe-41 (Comarca de Sobrarbe, Huesca). La asociación fósil de vertebrados del yacimiento CS41 está compuesta por restos de tiburones, escamosos, tortugas, cocodrilos, roedores, sirenios y gran cantidad de cáscaras de huevo de distintos grupos que se está estudiando en el contexto de la tesis doctoral de la autora de este resumen. El material más abundante y espectacular es de sirenios, que comprende 3 cráneos, 4 escápulas, huesos pélvicos y huesos de las extremidades anteriores y posteriores, numerosas vértebras y costillas, que corresponden al menos a seis individuos, entre adultos y juveniles (Díaz-Berenguer, 2014). Se trata de una de las mejores colecciones fósiles de los primeros representantes de sirenios de Europa (Badiola et al. 2011).

La especie *Anisosiren pannonica* está descrita a partir de un fragmento de maxilar izquierdo que conserva parte del P4, la serie molar M1-M3 y un ?P3 aislado (Kretzoi, 1941). Kordos (2002) describe que el margen anterior de la órbita de *Anisosiren* se encuentra al nivel del M2. La observación del material muestra que este límite es el margen anterior de la fosa temporal, no de la órbita. El fragmento de P4 no conserva caracteres en la corona que lo identifiquen como tal, y por su posición adyacente al M1, se trataría de un P5 o un dP5. *Anisosiren* se diferencia del sirenio de Sobrarbe en que el M3 carece de cíngulo posterior, y el metacono y el hipocono-metacónulo no están separados.

El holotipo de *Sirenavus hungaricus* consiste en un cráneo incompleto (carece del premaxilar, de dientes, y de la región occipital), articulado con la parte posterior de la mandíbula que conserva un fragmento de M3, y varias costillas. Kretzoi (1941) incluye *Sirenavus* en la familia Prorastomidae en base a la primitiva estructura de la zona fronto-nasal del cráneo. Kordos (2002) sitúa *Sirenavus* en la familia Dugongidae y mantiene que la fórmula dental de *Sirenavus* probablemente sea 3.1.5.3, y que el proceso posterior del yugal es más corto que la longitud de la órbita. La observación del material indica que no se conservan los alveolos anteriores al M1, el borde anterior de la órbita ni el extremo posterior de los procesos yugales. *Sirenavus hungaricus* se diferencia del sirenio de CS41 en que no hay incisión del proceso anterior de los frontales entre los nasales, carece de canal alisfenoidal, presenta una fuerte constricción de la bóveda craneal a la altura de la sutura frontoparietal, y el borde posterior de los procesos supraorbitales es fino y afilado.

Kordos (2002) asigna una pelvis y un fémur de sirenio de edad Priaboniense al género *Sirenavus* basándose en la similitud entre un M3 asociado a estos restos, y el fragmento de M3 preservado en la mandíbula del holotipo, este último con las coronas muy desgastadas. La ausencia de caracteres diagnósticos en la dentición, así como la diferencia de edad entre estos fósiles, plantea dudas sobre su asignación a este género. A diferencia del sirenio de Sobrarbe, la pelvis de *Sirenavus* presenta un ilion en forma de vara que carece de cresta ilíaca y zona de articulación sacro-ilíaca, y una rama púbica retraída. El fémur es grácil, de pequeño tamaño y carece de tuberosidad glútea y cóndilos.

Ambos huesos presentan un alto grado de reducción similar al de Dugóngidos muy derivados de su misma edad. Por el contrario, la pelvis encontrada en CS41, es más robusta, con un foramen obturador y un acetábulo de gran tamaño y bien desarrollados, y el ilion tiene sección triangular y una espina dorsal bien desarrolladas. Las características de la pelvis de CS41, junto con las del fémur y la fibula (Díaz-Berenguer et al., 2014), indican que se trata de un sirenio primitivo que aún conservaba estos huesos funcionales.

La consulta y revisión de las colecciones fósiles de sirenios Lutecienses de Hungría evidencia que el sirenio de Sobrarbe corresponde a un nuevo taxón y que representa el estado de adaptación a la vida acuática más primitivo del Norte del Tetis Mediterráneo.

Referencias Bibliográficas:

Badiola, A., Pereda-Suberbiola, X., Bardet, N., et al. (2011). Eocene mammalian fossil record and biodiversity from Iberia: New primate and sirenian discoveries and palaeobiogeographic implications. In Lehmann, T. & Schaal, S.F.K. (eds.), *The World at the Time of Messel: Puzzles in Palaeobiology, Palaeoenvironment, and the History of Early Primates*, 27-28.

Díaz- Berenguer, E., Badiola, A., Canudo, J. (2014). First mention of sirenians (Mammalia) with functional hind limbs in Europe (Lutetian, Southern Pyrenees, Spain). *Journal of Vertebrate Paleontology, Program and Abstracts*, 120.

Díaz-Berenguer, E. (2014). Primera aproximación paleobiológica de los sirenios (Mammalia) del Eoceno medio (Luteciense) de Castejón de Sobrarbe, Huesca, España. VI Ciclo de Conferencias y Seminarios del Doctorado en Geología, Universidad de Zaragoza, 29-30.

Kordos, L. (1979) Major finds of scattered fossils in the Palaeo-vertebrate Collection of the Hungarian Geological Institute (Communication No 4). *Annual Report of the Geological Institute of Hungary*, 1977, 313–326.

Kordos, L. (2002). Eocene sea cows (Sirenia, Mammalia) from Hungary. *Fragmenta Palaeontologica Hungarica*, 20, 43-48.

Kretzoi, M. (1941) *Sirenavus hungaricus* n. g., n. sp., ein neuer Prorastomide aus dem Mitteleozän (Lutetium) von Felsőgalla in Ungarn. *Annales Musei Nationalis Hungarici, Pars Mineralogica, Geologica et Palaeontologica*, 34, 146–156.

A HOLOCENE LAKE RECORD FROM LAGUNA DEL MAULE (LDM) IN THE CHILEAN ANDES: CLIMATIC AND VOLCANIC CONTROLS ON LAKE DEPOSITIONAL DYNAMICS.

Matías Frugone Álvarez

Instituto Pirenaico de Ecología-Consejo Superior de Investigaciones Científicas
matutefrugone@gmail.com

Central Chile is a tectonically active, drought-prone region sensitive to latitudinal variations in large-scale cold fronts associated with fluctuations of the Pacific subtropical high. Holocene high-resolution records of climate and volcanic events could help inform more on the frequency of extensive droughts as well as volcanic and seismic hazards. LdM is a high altitude, volcanic lake located in the Transition Southern Volcanic Zone (~36°S, 2200 m.a.s.l). The LdM volcanic field is a very seismically and volcanically active zone in the Andes, with several caldera-forming eruptions over the last 1.5 Ma, and intense postglacial activity (Feigl et al. 2014; Singer, Hildreth, and Vincze 2000; Carrevedo et al. 2015).

In 2013, we recovered over 40 m of sediment cores at four sites of LdM and collected > 20 km of seismic lines. The cores were imaged, their physical and geochemical properties analysed with a Geotek MSCL and XRF scanner respectively, and sampled for TOC, TIC, TS, TN, BioSi, and bulk mineralogy. The chronology was constructed with a Bayesian age-depth model including ²¹⁰Pb-¹³⁷Cs, the Quizapú volcanic ash (1932 AD) and 17 AMS ¹⁴C dates. The 4.8 m long composite sequence spans the Late glacial and Holocene.

Sediments are massive to banded, quartz and plagioclase-rich silts with variable diatom (BioSi, 15- 30 %) and organic matter content (TOC, 1-5 %). Four main units have been defined based on sedimentological and geochemical composition. The transition from Unit 4 to 3 is ascribed to the onset of the Holocene; Unit 2 spans the mid Holocene, and Unit 1 the last 4 ka. Higher (lower) TOC, Br/Ti and Fe/Mn ratios in units 1 and 3 (2 and 4) suggest higher (lower) organic productivity in the lake and dominant oxic (anoxic) conditions at the bottom of the lake. Up to 17 ash and lapilli layers mark volcanic events, mostly grouped in units 1 and 3. Periods of higher lake productivity (units 1 and 3) are synchronous to higher frequency of volcanic events. Some climate transitions (LIA, 4ka, 8ka and 11ka) are evident in the LdM sequence underlining their paleohydrological regional significance.

Referencias Bibliográficas

Carrevedo, María L., Matías Frugone, Claudio Latorre, Antonio Maldonado, Patricia Bernárdez, Ricardo Prego, Daniela Cárdenas, and Blas Valero-Garcés. 2015. "A 700-Year Record of Climate and Environmental Change from a High Andean Lake: Laguna Del Maule, Central Chile (36°S)." *The Holocene*, March, 0959683615574584. doi:10.1177/0959683615574584.

Feigl, K. L., H. Le Mevel, S. Tabrez Ali, L. Cordova, N. L. Andersen, C. DeMets, and B. S. Singer. 2014. "Rapid Uplift in Laguna Del Maule Volcanic Field of the Andean Southern Volcanic Zone (Chile) 2007-2012." *Geophysical Journal International* 196 (2): 885-901. doi:10.1093/gji/ggt438.

Singer, Brad, Wes Hildreth, and Yann Vincze. 2000. "40Ar/39Ar Evidence for Early Deglaciation of the Central Chilean Andes." *Geophysical Research Letters* 27 (11): 1663-66. doi:10.1029/1999GL011065.



Cenizas volcánicas (Almería).

ESTUDIO TAFONÓMICO DE LOS MURCIÉLAGOS FÓSILES DEL NIVEL TE9C (SIMA DEL ELEFANTE, ATAPUERCA, ESPAÑA).

Julia Galán García

Grupo Aragosaurus-IUCA. Paleontología. Departamento de Ciencias de la tierra
 Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza
 galanj@unizar.es

Los yacimientos de Atapuerca (Burgos) se localizan en las cavidades kársticas desarrolladas sobre las calizas del Cretácico Superior de la Sierra de Atapuerca. El karst se compone de tres niveles de conductos subhorizontales correspondientes a sucesivos descensos del nivel de base. El yacimiento de la Sima del Elefante (TE), del nivel intermedio, era una zona próxima a la entrada del antiguo conducto hacia Galería Baja; en un principio actuó como surgencia de aguas subterráneas y al descender el nivel de base el flujo se detuvo y comenzó su relleno con materiales detríticos de zonas aledañas (ver situación y localización en planta y perfil de los yacimientos de Atapuerca en Ortega et al., 2013). El nivel TE9c pertenece al paquete más basal de la secuencia de relleno, TELRU (Trinchera Elefante Lower Red Unit), de edad ca. 1,5-1,1 Ma. Es un nivel excavado en extensión (lo que es muy valioso a la hora de realizar un análisis tafonómico completo), datado en ~1.22 Ma y exhaustivamente estudiado ya que en él se encontraron los restos humanos más antiguos de Europa (Carbonell et al., 2008).

Los estudios realizados sobre los restos de microvertebrados de TELRU (Rofes & Cuenca-Bescós, 2009; Blain et al., 2010; Bennàssar 2010; Cuenca-Bescós et al., 2013) concuerdan en atribuir el origen de su acumulación básicamente a la acción de depredadores. El objetivo de este trabajo es caracterizar tafonómicamente la asociación de murciélagos fósiles de TE9c y determinar si tiene el mismo origen que los otros grupos. El resultado contribuirá a la reconstrucción paleoambiental del nivel TE9. La identificación de procesos de alteración post-deposicional en los restos puede aportar, además, información paleoambiental por sí misma.

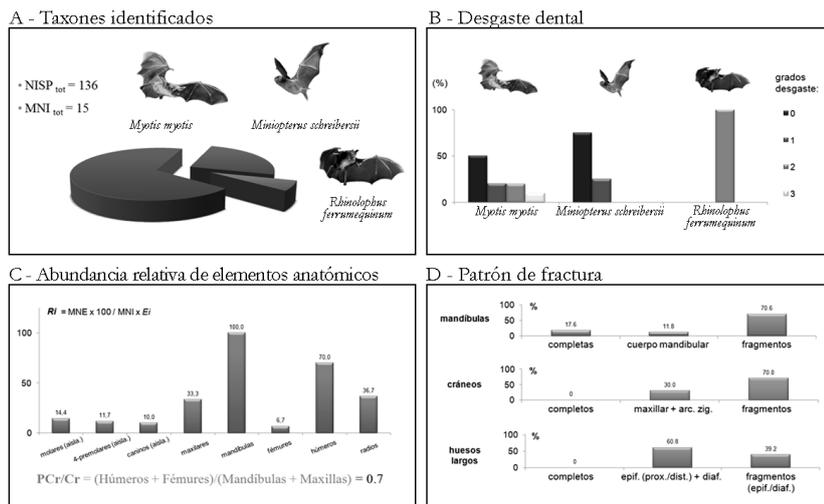


Fig. 1. A: composición taxonómica de la muestra (NISP, número de restos identificados; MNI, mínimo número de individuos). B: clasificación por grupos de edad según el desgaste dental (Sevilla, 1986). C: presencia de elementos anatómicos identificados en términos de abundancia relativa (Ri) e índice de relación entre elementos postcraneales y craneales (PCr/Cr) (Andrens, 1990; Bennàssar, 2010). D: clasificación por grado de fractura para los elementos craneales (cráneos y mandíbulas) y postcraneales (huesos largos) significativos (Andrens, 1990; Bennàssar, 2010).

Tres taxones se han identificado: *Myotis myotis*, *Miniopterus schreibersii* y *Rhinolophus ferrumequinum* (Fig. 1A), especies típicamente cavernícolas que habitan la Península Ibérica en la actualidad. *M. myotis* muestra representantes de todos los grupos de edad (mortalidad típica de una colonia de hibernación), mientras que en *M. schreibersii* predominan los individuos juveniles (típico de una colonia de cría); el único espécimen de *R. ferrumequinum* es un individuo adulto.

	NISP	%
carbonato	52	50,5
óxido Mn	39	37,9
disolución / corrosión	45	43,7
descamación	4	3,9

Tabla 1. Alteraciones observadas *in situ* (NISP, número de restos identificados con alteraciones; %, porcentaje sobre el total).

La pérdida diferencial de esqueleto postcranial y la escasez de huesos completos sugiere cierto grado de transporte tras la acumulación (Fig. 1B, C), aunque se trataría de un transporte poco prolongado ya que muchos dientes aparecen todavía en sus alvéolos y hay mandíbulas completas. Podríamos apuntar a la acción de flujos puntuales de agua desde zonas más internas hacia la entrada de la cavidad. Las mandíbulas y maxilas que presentan concreciones de carbonato muestran una mejor preservación, con más piezas dentales *in situ*. Sobre el hueso y las concreciones de carbonato puede observarse ocasionalmente pátinas de óxido de manganeso. Este fenómeno se ha relacionado con actividad bacteriana en medios húmedos, anaeróbicos y básicos, o con procesos de alternancia de ciclos de oxidación-reducción. La disolución, en los casos en los que se observa, es poco intensa y no se extiende al esmalte dental. No hay evidencias de que su origen sea la digestión de los restos; junto con el óxido de manganeso, puede ser consecuencia de procesos diagenéticos que hayan afectado a los restos tras su enterramiento puesto que el sedimento se ha visto afectado por flujos de agua subterránea; p.e. la circulación de aguas con Mn disuelto harían que precipitase el óxido al pasar a un ambiente más oxidante en las áreas más externas de la cavidad. Un origen de la acumulación por acumulación de cadáveres de los individuos que mueren dentro de la cueva parece el más plausible.

Referencias Bibliográficas

- Andrews, P. (1990). *Owls, caves and fossils*. Natural History Museum. London, 239pp.
- Bennàsar, M.L. (2010). *Tafonomía de micromamíferos del Pleistoceno Inferior de la Sierra de Atapuerca (Burgos): Sima del Elefante y Gran Dolina*, (Tesis Doctoral, Departament d'Història i Història de l'art, Universitat Rovira i Virgili, Tarragona), 535pp.
- Blain, H-A., Bailon, S., Cuenca-Bescós, G., Bennàsar, M., Rofes, J., López-García, J.M., Huguet, R., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E. (2010). Climate and environment of the earliest West European hominins inferred from amphibian and squamate reptile assemblages: Sima del Elefante Lower Red Unit, Atapuerca, Spain. *Quaternary Science Reviews*, 29(23), 3034-3044.
- Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Parés, J.M., Pérez-González, A., Cuenca-Bescós, G., Ollé, A., Mosquera, M., Huguet, R., van der Made, J., Rosas, A., Sala, R., Vallverdú, J., García, N., Granger, E.D., Martínón-Torres, M., Rodríguez, X.P., Stock, G.M., Vergès, J.M., Allué, E., Burjach, F., Cáceres, I., Canals, A., Benito, A., Díez, C., Lozano, M., Mateos, A., Navazo, M., Rodríguez, J., Rosell, J., Arsuaga, J.L., 2008. The first hominin of Europe. *Nature* 452(7186), 465-469.
- Cuenca-Bescós, G., Rofes, J., López-García, J.M., Blain, H-A., Rabal-Garcés, R., Sauqué, V., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E. (2013). The small mammals of Sima del Elefante (Atapuerca, Spain) and the first entrance of Homo in Western Europe. *Quaternary International* 295, 28-35.
- Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Martín-Merino, M.A., Pérez-Martínez, R., Parés, J.M., Aramburu, A., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2013. Evolution of multilevel caves in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain) and its relation to human occupation. *Geomorphology* 196, 122-137.
- Rofes, J., & Cuenca-Bescós, G. (2009). First record of *Beremendia fissidens* (Mammalia, Soricidae) in the Pleistocene of the Iberian Peninsula, with a review of the biostratigraphy, biogeography and palaeoecology of the species. *CR Palevol*, 8(1), 21-37.
- Sevilla P. (1986). Identificación de los principales quirópteros ibéricos a partir de sus dientes aislados. Valor sistemático de los caracteres morfológicos y métricos dentarios. Doñana. *Acta Vertebrata*, 13: 111-130.



Esquistosidad Lamiana (Huesca).

REMAGNETIZACIONES APLICADAS A DESCIFRAR LA CINEMÁTICA DE PLIEGUES DE GRAN ESCALA EN LA CUENCA DE CAMEROS (NW DE LA CORDILLERA IBÉRICA).

Cristina García Lasanta

Área de Geodinámica Interna. Departamento de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza
lasanta@unizar.es

El análisis de cuencas sedimentarias invertidas tectónicamente supone un reto dado que la geometría original de los depósitos sedimentarios suele estar fuertemente modificada por los procesos compresivos posteriores. El uso de métodos indirectos resulta esencial en estos casos. En este estudio aplicamos las técnicas paleomagnéticas para interpretar la geometría del borde norte de la cuenca cretácica de Cameros (N de la península Ibérica) antes de que se viera afectada por la compresión que durante el Cenozoico produjo su inversión tectónica.

La condición específica que da utilidad a nuestro método en el contexto aplicado es que toda la serie sinextensional de la cuenca de Cameros se vio afectada por un proceso de remagnetización (Villalain et al., 2003) que, según los autores citados, data de unos 100 M.a., coincidiendo con el final del proceso de rifting que había originado la cuenca durante el Cretácico inferior. Un aumento en el gradiente geotérmico llevo al desarrollo de metamorfismo de bajo grado y de foliación, y a la precipitación de nuevas fases ferromagnéticas que registraron la dirección del campo magnético reinante en ese momento, quedando registrada la nueva dirección paleomagnética superpuesta a la dirección paleomagnética primaria que las rocas habían registrado en las etapas diagenéticas previas.

En la actualidad, las rocas estudiadas se disponen en un sinclinal asimétrico, con un flanco norte (más cercano al frente de cabalgamientos cenozoicos) de extensión muy reducida en comparación con el flanco sur, que constituye una gran serie monótona de capas con buzamiento norte. Dentro de dicha serie monoclinial, son llamativas las relaciones geométricas entre foliación y estratificación: hacia el sur, ambas familias de planos buzando hacia el norte, mientras que en la parte norte de dicho monoclinial, la foliación buza hacia el sur (con valores entre subhorizontales y 45°) mientras la estratificación sigue buzando hacia el norte. Asumiendo un mecanismo de pliegue flexural con aplastamiento para la formación de dicha foliación (desarrollada durante las últimas etapas extensivas, Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998), ambas áreas deberían corresponderse a flancos diferentes de un sinclinal. Esta hipótesis supondría interpretar una migración de la charnela del pliegue a escala de Cuenca.

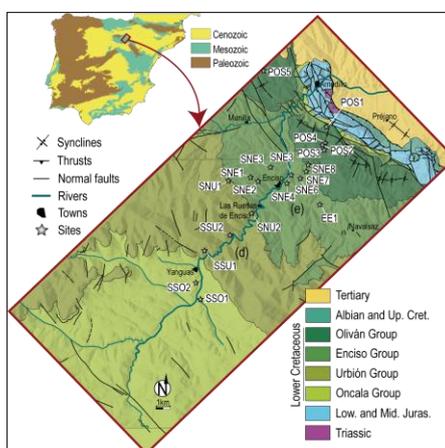


Figura 1. Contexto geológico y situación de las estaciones estudiadas.

En este trabajo se utiliza el paleomagnetismo con el fin de corroborar esta hipótesis. Al restituir los estratos que contienen los vectores remagnetizados, no a la horizontal, sino a la posición para la cual el vector magnético se sitúa en la dirección que presentaba en el momento de la remagnetización (dirección esperada), se obtiene la geometría que presentaban los estratos durante los últimos momentos de la extensión mesozoica.

Para realizar el estudio se han utilizado 20 estaciones tomadas en cuatro de las cinco unidades litoestratigráficas de Cameros, de cada una de las cuales se han obtenido unas 12 muestras (Fig. 1). En primer lugar se han realizado análisis de magnetismo de rocas, los cuales nos han permitido determinar que los minerales portadores de la magnetización remanente son magnetita (Grupos Oncala y Enciso) y hematites (Grupos Urbión y Oliván).

Se ha procedido a la desmagnetización térmica de las muestras, proceso mediante el cual se ha reconocido en todas las estaciones el vector remagnetizado descrito en la literatura, independientemente del mineral portador de la magnetización. Según los autores previos, dicha remagnetización presenta una declinación de 359° y una inclinación de 51.5° (Casas et al., 2009). Utilizando esta dirección como la que teóricamente presentaban los vectores paleomagnéticos durante el Albiense, procedemos a la restitución parcial de los estratos que los contienen mediante el método de la restitución óptima. Este método consiste en rotar el vector paleomagnético según un eje definido por la dirección de la capa que contiene dicho vector, hasta el punto en el que su orientación sea lo más aproximada a la dirección esperada para la remagnetización.

Los resultados obtenidos se clasifican en tres grupos, dependiendo del grado de restitución que han necesitado las capas (Figura 2): i) 8 estaciones en las que el vector paleomagnético óptimo permanece en una posición intermedia entre ATC (antes de la corrección tectónica) y BTC (tras corregir la estratificación a la horizontal) y por tanto las capas que los contienen permanece buzando hacia el norte. Estas estaciones son las más meridionales del estudio; ii) 7 estaciones en las que se necesita un grado de restitución que supera la BTC y por lo tanto pasan a buzando en sentido contrario (hacia el sur). Se trata de las estaciones septentrionales; iii) 5 estaciones en las que la restitución es más problemática debido a que la orientación de las capas es oblicua a la dirección principal de plegamiento, probablemente influenciadas por su proximidad al frente norte de cabalgamientos del macizo.

Aplicando estos resultados a la orientación de las capas, se determina la posición de la charnela del sinclinal norte de Cameros en el momento de su formación durante la etapa extensional (Fig. 3). Comparándola con la posición actual, se deduce que se produjo una migración de la misma de unos 5 km hacia el norte, relacionada con la inversión que sufrió el macizo de Cameros durante el Cenozoico.

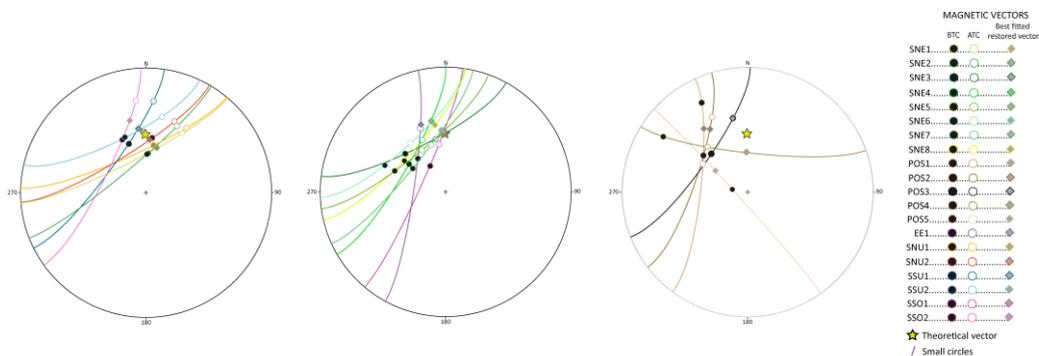


Figura 2. Resultados obtenidos de las restituciones óptimas de los vectores paleomagnéticos estudiados

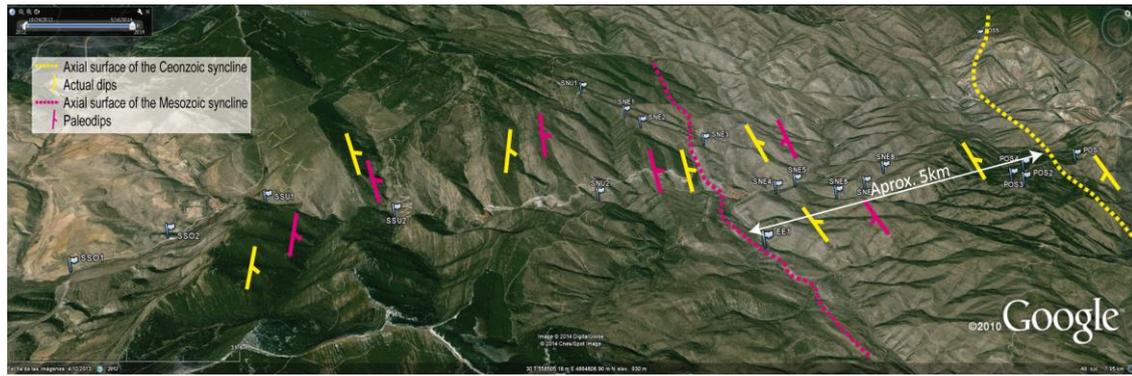


Figura 3. Imagen de Google Earth en la que se sitúan los buzamientos de las capas y la posición de la charnela en la actualidad (amarillo) y restituidos a su posición en el Albiense (rosa).

Referencias Bibliográficas

Casas-Sainz, A.M., Gil-Imaz, A. (1998) Extensional subsidence, contractional holding and thrust inversion of the eastern Cameros Basin, northern Spain. *Geol. Rundsh.* 86, 802-818.

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

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

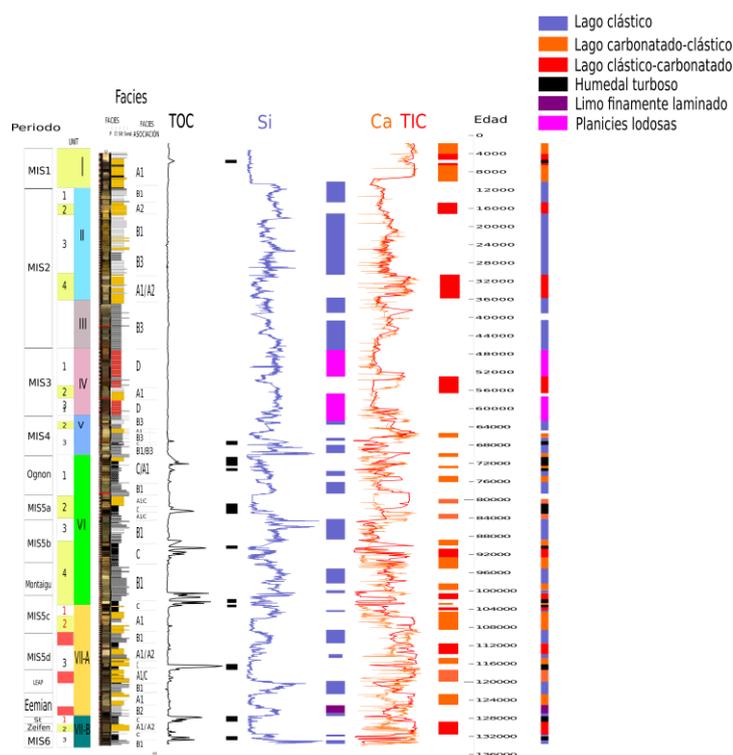
LA SECUENCIA DE 140.000 AÑOS DEL PALEOLAGO DEL CAÑIZAR (ALTO JILOCA, TERUEL)

Eduardo García-Prieto Fronce

Instituto Pirenaico de Ecología-Consejo Superior de Investigaciones Científicas
 eduardo.gpf@gmail.com

Podemos reconstruir las características generales del lago a lo largo de los diferentes periodos definidos por el modelo cronológico y que se corresponden con episodios climáticos desde la penúltima glaciación (figura 1):

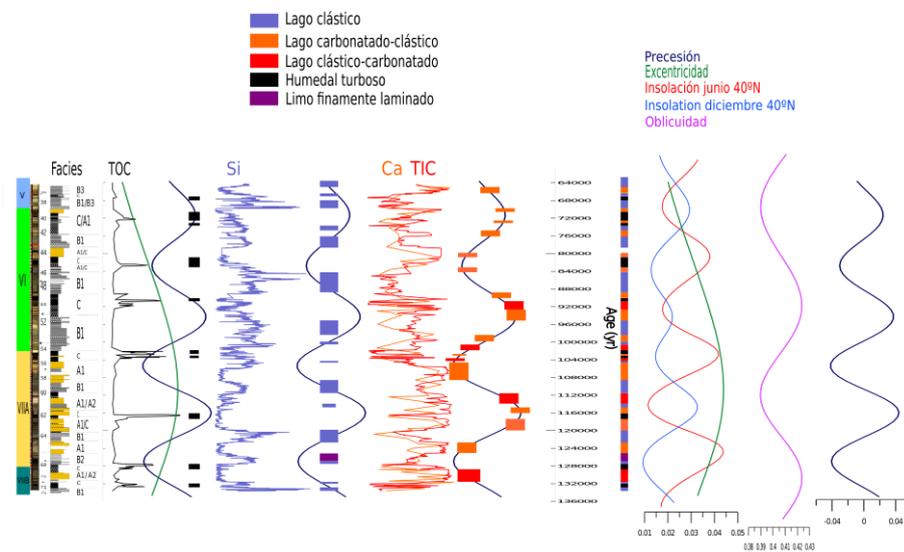
- Desarrollo de un lago efímero al final de la glaciación Riss (Unidad VII-B-3 fig1).
- Instauración de un lago clástico con facies laminadas (Unidad VII B2 fig1) al comenzar el periodo húmedo Eemiense.
- Dominio de ambientes lacustres carbonatados con humedales palustres por acumulación de materia orgánica durante la primera parte del MIS5 (Unidad VII-A) con tendencia a disminuir durante la segunda mitad del MIS5 (Unidad VI).
- Brusca progradación de los abanicos aluviales distales con reducción de los humedales y ambiente de lago carbonatado al inicio del MIS4 (Unidad V).
- Durante el periodo MIS3 dominan las planicies lodosas de ambientes distales de abanicos aluviales (Unidad IV).
- Desarrollo de un lago siliciclástico con detritos de abanicos distales durante el MIS2 (Unidad III y II).
- Restitución de un lago carbonatado con alternancia de pequeños intervalos de sedimentación orgánica o detrítica durante el MIS 1 (Holoceno) (Unidad I).



Se ha centrado con más profundidad en la variabilidad de las unidades sedimentarias V, VI y VII, el periodo correspondiente al MIS6, MIS5 y MIS4, que es también donde se ha centrado fundamentalmente el estudio palinológico.

La comprensión de la evolución histórica de la sedimentación en un lago no sólo requiere una comprensión de la interpretación de facies, sino también una comprensión a escala más grande de los vínculos entre la deposición y los factores que influyen en la sedimentación (Cohen 2003). A partir de únicamente la información sedimentológica es imposible deducir si estas variaciones han sido causadas por cambios de precipitación, evaporación, estacionalidad y/o otros factores climáticos (Abels et al 2009).

A partir de los datos sedimentológicos representados en edad y comparándolos con los patrones orbitales (ciclos de Milankovich, 1923), relacionamos los picos de precesión, con las fases de menor nivel del lago donde se producen condiciones anóxicas de preservación de Carbono orgánico, sin detritos ni precipitación carbonatada (fig 2). Además se puede observar que la magnitud de los valores de TOC es directamente proporcional a los valores de excentricidad (fig2).



La precipitación de la mayor parte del carbonato cálcico, especialmente de la calcita, parece estar controlada por procesos bioquímicos, fundamentalmente por la acción fotosintética de algas y vegetación litoral. En el registro del Cañizar se observa que el desarrollo de este tipo de subambiente (aumento de Ca y TIC) se produce también al igual que las fases anóxicas en las crestas precesionales predominantemente, y su hegemonía disminuye cuando disminuye la excentricidad (fig2)

Las situaciones con mayores aportes detríticos siliciclásticos ocurren en la laguna del Cañizar (detríticos representados por Silicio fig2) en los nodos entre las crestas y los valles de la onda que representa la precesión orbital, o sea cuando el perihelion coincide con la primavera y el otoño. Y se hace más predominante a partir de la unidad sedimentológica VI con el descenso de la excentricidad orbital (fig2).

Referencias Bibliográficas

Abels HA, Abdul Aziz H, Calvo JP, Tuenter E. 2009. Shallow lacustrine carbonate microfacies document orbitally paced lake-level history in the Miocene Teruel Basin (North-East Spain). *Sedimentology*, 56(2):399-419.

Cohen AS. 2003. *Paleolimnology: the history and evolution of lake systems*. Oxford University Press, USA.

Milankovitch M. 1923. Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. *Bull Amer Math Soc* 29, 419-420 DOI: 101090/S0002-9904-1923-03773-7 PII: S. 1923; 2(9904):03773-7.



Sima de San Pedro (Teruel).

UTILIDAD DE LOS SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA (SIGs) EN EL ESTUDIO DE LOS DEPÓSITOS CUATERNARIOS DEL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA DEL EBRO.

Héctor Gil Garbí

Área de Geodinámica Interna Departamento de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza
hecgilgarbi@gmail.com

Durante los últimos años se ha profundizado en el conocimiento de los materiales cuaternarios que integran las terrazas en el sector central de la Cuenca del Ebro. Los estudios más recientes se han centrado en la caracterización sedimentológica de los materiales, la interacción de procesos kársticos y sedimentarios, la caracterización de cambios ambientales y evolución de los diferentes niveles de terrazas durante el Pleistoceno (Luzón et al., 2012; Soriano et al., 2012; Gil et al., 2013). Las investigaciones se han llevado a cabo desde un punto de vista multidisciplinar integrando las diferentes metodologías de la Estratigrafía, Sedimentología, Geomorfología, Análisis estructural o Mineralogía.

La gran cantidad de información generada a partir de estos estudios hace necesaria una correcta ubicación, ordenación y análisis de la misma. Para este propósito son de especial interés los Sistemas de Información Geográfica (SIGs). Este tipo de herramienta es capaz de integrar, almacenar, editar, analizar, compartir y mostrar información geográficamente referenciada. Así pues, en el ámbito de las Ciencias de la Tierra los SIG son una importante herramienta que permiten crear consultas interactivas, analizar la información espacial, editar datos, mapas y presentar los resultados de todas estas operaciones.

En nuestro caso hemos utilizado el software ArcGis10 para la ordenación y análisis de la información obtenida en los materiales cuaternarios que se localizan en el sector central de la Cuenca del Ebro. La información se ha ordenado en diferentes capas de carácter vectorial y raster. Entre los datos más importantes representados de forma vectorial y como ejemplo se encuentran: las dimensiones de los ejes A de los cantos de gravas, su composición litológica o las paleocorrientes obtenidas a partir de distintas estructuras sedimentarias. Igualmente a partir de modelos digitales de terreno (raster) se tiene un control de las cotas de los diferentes restos de niveles cuaternarios, especialmente las terrazas, que resulta muy útil para asignar los restos aislado a su nivel correspondiente y contrastar las observaciones realizadas a partir de fotografía aérea tradicional. Por otro lado, mediante diferentes ángulos de iluminación en los modelos digitales de terreno de naturaleza raster se han conseguido definir con gran nitidez lineaciones estructurales (Fig.1) no observables en fotografía aérea o imágenes de satélite.

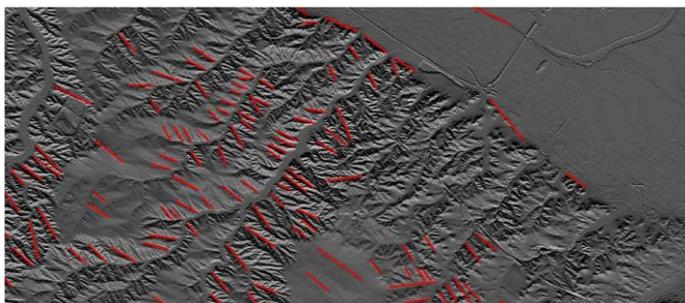


Figura 1. Lineaciones estructurales a partir de modelos digitales de terreno con diferentes ángulos de iluminación.

Como ejemplo, la representación y análisis conjunto de la información recogida en capas ha ayudado a ver con mayor claridad un esbozo de la evolución cuaternaria del antiguo sistema fluvial del Ebro en el sector comprendido entre las poblaciones del Burgo de Ebro y Fuentes de Ebro. En este sector queda claro que el sistema fluvial ha migrado hacia el norte y se ha encajado en sus antiguos depósitos, formando un sistema escalonado y asimétrico de terrazas. Las variaciones litológicas en los cantos de grava entre niveles de terraza altos, medios y bajos sugieren variaciones de las áreas fuente durante la evolución del sistema fluvial; parece además que se produjo una disminución de la energía del sistema fluvial, como indica el descenso de tamaño máximo de cantos de grava en las terrazas medias y bajas (Fig. 2). La dispersión de paleocorrientes evidencia una importante influencia de los afluentes del Ebro en el periodo de depósito de los niveles de terrazas más altos.



Figura 2. Tamaño de grava máximo en diferentes afloramientos de la zona estudiada

Referencias Bibliográficas

Gil, H., Luzón, A., Soriano, M.A., Casado, I., Pérez, A., Yuste, A., Pueyo, E., Pocoví A., (2013) Stratigraphic architecture of alluvial–aeolian systems developed on active karst terrains: An Early Pleistocene example from the Ebro Basin (NE Spain). *Sedimentary Geology*, 296. 122-141.

Luzón, A., Rodríguez-López, J.P., Pérez, A., Soriano, M.A., Gil, H., Pocoví, A., (2012) Karst subsidence as a control on the accumulation and preservation of aeolian deposits: a Pleistocene example from a proglacial outwash setting, Ebro Basin, Spain. *Sedimentology*, 59, 2199–2225.

Soriano, M.A., Luzón, A., Yuste, A., Pocoví, A., Pérez, A., Simón, J.L., Gil, H., (2012) Quaternary alluvial sinkholes: record of environmental conditions of karst development, examples from the Ebro Basin, Spain. *J. Cave Karst Stud.* 74, 173–185.

¿A QUÉ DISTANCIA DE TERREMOTOS PREVIOS OCURRIRÁ EL SIGUIENTE?

Álvaro González Gómez

Área de Petrología y Geoquímica. Departamento de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza
alvaro.gonzalez@unizar.es

Los terremotos usualmente ocurren en, o cerca de, las localizaciones de terremotos pasados, reflejando la geometría del sistema de fallas subyacente que los genera.

Se debaten, sin embargo, los límites de este hecho, especialmente cuando se consideran sólo los escasos terremotos de mayor magnitud. Los mayores terremotos que ocurren en los interiores continentales con tasas de deformación lentas podrían no suceder reiteradamente en los mismos lugares, y los grandes terremotos a lo largo de límites de placa podrían tener lugar en los espacios entre terremotos previos, en lugar de solaparse con ellos.

No hay tampoco un acuerdo generalizado acerca de cómo extrapolar adecuadamente las localizaciones de terremotos pasados para estimar las probabilidades espaciales de terremotos futuros. Los procedimientos usados más frecuentemente son los de zonas sismogénicas de probabilidad uniforme, y los de suavizado espacial mediante funciones Gaussianas o potenciales.

Este trabajo define, y pone a prueba de forma exitosa, un pronóstico espacial de localizaciones de terremotos, del que podría decirse que es el más sencillo (exceptuando el modelo de probabilidad uniforme). Asimismo, ilumina la cuestión de cuántos terremotos previos se requieren para calcular probabilidades espaciales significativas de terremotos futuros.

En concreto, el procedimiento simplemente supone que el siguiente terremoto en una serie seguirá la misma distribución espacial que los terremotos previos en la región considerada. En lugar de proponer una función de interpolación paramétrica, usa la función de distribución empírica de las distancias al vecino más cercano. En particular, se propone que debía cumplirse la siguiente hipótesis: “Si hay un porcentaje p de n epicentros previos (con $n \rightarrow \infty$) que tienen sus respectivos vecinos más cercanos a distancias $\leq d$, entonces, a la inversa, con probabilidad p el siguiente epicentro tendrá lugar a una distancia $\leq d$ de su vecino más cercano.”

Esta proposición permite calcular, después de cada terremoto, un mapa de probabilidad espacial para el terremoto siguiente. El mapa se somete entonces a prueba con este nuevo evento. Y el procedimiento se repite, actualizando el mapa tras cada nuevo terremoto de una base de datos completa.

Tales mapas se han estado testando en tiempo real durante más de cinco años en el Southern California Earthquake Centre (Los Ángeles), bajo el Collaboratory for the Study of Earthquake Predictability (Zecher *et al.*, 2010). Los mapas se actualizan automáticamente a diario, se testan de manera reproducible, y se publican en Internet (CSEP, 2015). Las regiones analizadas son California (para magnitud $m \geq 4$), el NO y SO del Pacífico (para $m \geq 5.8$), y toda la Tierra (para $m \geq 6$).

Las pruebas son marcadamente exitosas para todas las regiones. Esto es, los porcentajes de terremotos que ocurren a las distintas distancias de terremotos previos son muy similares a los esperados. Los mapas mejoran con el tiempo, delineando las áreas de mayor probabilidad con precisión creciente conforme ocurren nuevos terremotos.

Se observa que típicamente se requiere disponer de al menos varios cientos de terremotos previos para que el mapa alcance la capacidad de pronóstico deseada. Tal comportamiento resulta de la compleja distribución espacial de la sismicidad, y puede ser reproducido usando distribuciones simuladas de puntos (fractales o multifractales). Esto explica por qué se pueden obtener

probabilidades espaciales sin sentido si para calcular éstas sólo se tienen en cuenta los escasos terremotos previos de mayor tamaño. Se propone por tanto que los terremotos pequeños se tengan en cuenta con un peso igual al de los mayores para delinear mejor la distribución espacial de la sismicidad.

Referencias Bibliográficas

CSEP –Collaboratory for the Study of Earthquake Predictability– (2015) *SCEC Testing Center Results*. www.cseptesting.org/results/scec [Última consulta: mayo de 2005]

Zechar, J.D.; Schorlemmer, D.; Liukis, M.; Yu, J.; Euchner, F.; Maechling, P.J. y Jordan, T.H. (2010) The Collaboratory for the Study of Earthquake Predictability perspective on computational earthquake science, *Concurrency and Computation: Practice and Experience*, 22, 1836–1847.

FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS DEL TRÁNSITO E—O DEL TETHYS Y ATLÁNTICO NORTE: CORRELACIÓN Y MÉTODOS.

Alba Legarda Lisarri

Área de Paleontología. Departamento de Ciencias de la Tierra-IUCA
Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza
legarda.geo@gmail.com

Hace 33.9 m.a. se produjo un evento de enfriamiento que dio lugar a una extinción masiva; el tránsito Eoceno/Oligoceno. El presente estudio se centra en analizar y comparar dos secciones isócronas en las cuales se encuentra el límite E/O; el sondeo 612 DSDP (Atlántico Norte) y la sección de Fuente Caldera (FC) (Mar de Tethys), mediante el estudio cuantitativo y cualitativo de los foraminíferos planctónicos, con el objetivo de inferir algunas variables paleoambientales del transecto Atlántico-Tethys.

Se han estudiado 23 muestras de un intervalo de ~100.000 años en la sección de FC y 35 muestras de un intervalo de ~ 750.000 años en el sondeo 612, las cuales se han preparado siguiendo la metodología de Diester-Haass et al., (2001), con algunas modificaciones. Se ha realizado la bioestratigrafía de ambas secciones, encontrando claramente el límite Eoceno/Oligoceno basado en la biozonación establecida por Pearson (2006).

Se están llevando a cabo diferentes análisis cuantitativos (Legarda-Lisarri, 2013) en ambas secciones, con el objetivo de conseguir múltiples indicadores, y así, obtener una mayor información al integrarlos. Por un lado, se aplicó un análisis factorial a la matriz de abundancias relativas de los foraminíferos planctónicos con el propósito de averiguar la estructura subyacente entre las variables del análisis y realizar una interpretación paleoambiental utilizando los patrones de variabilidad de las asociaciones (Legarda-Lisarri et al., 2014). Por el otro, se ha realizado un análisis de isótopos estables de C y O, de roca total en FC y monoespecíficos en la sección 612, con objeto de desentrañar la señal isotópica en distintos puntos de la columna de agua, hábitat de las diferentes especies analizadas. Para ello, se han colectado mediante la técnica de triado un total de ~ 0,2 mg de foraminíferos (entre 10 y 70 ejemplares) de 4 taxones diferentes (*Pseudobastigerina micra* y *P. naguevichiensis*, *Turborotalia increbescens* y *T. ampliapertura*, *Catapsydrax dissimilis* y *C. unicavus*, *Hanzawaia ammophila*) para cada muestra, las cuales han sido procesadas en el SIL (Stable Isotope Laboratory) de Stockholm University.

Los resultados del análisis de comunidades de FC muestran dos eventos de extinción antes del tránsito E/O, y una pequeña radiación evolutiva después. El análisis factorial muestra 5 periodos paleoclimáticos, los cuales se pretenden comparar con el análisis planeado para el sondeo 612. Los resultados monoespecíficos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ muestran un rango isotópico diferente para cada especie, por la diferencia de hábitat, aunque siguiendo un patrón muy parecido, lo cual permitirá hacer inferencias relacionadas con la variación de temperatura en cada hábitat. Hay una excursión negativa del $\delta^{13}\text{C}$ en el límite E/O que coincide con la señal inicial de la glaciación a nivel global.

Referencias Bibliográficas

Diester-Haass, L., Meyers, PA., Vidal, L. & Wefer, G., (2001) Data report: sand fraction, carbonate, and organic carbon contents of late Miocene sediments from Site 1085, Middle Cape Basin. En Wefer, G., Berger, W.H., & Richter, C. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 175: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1–23.

Hoefs, J. (2009) *Stable Isotope Geochemistry*, 6 ed., (Springer-Verlag Berlin Heidelberg), 286.

Legarda-Lisarri, A., (2013) Variability of the planktonic foraminifera community across the Eocene/Oligocene boundary, Fuente Caldera Section, Baetic Ranges (Spain). American Geophysical Union, Fall Meeting 2013, abstract #PP41A-2049

Legarda, A., Molina, E., Arenillas, I. y Esparza, A. (2014) Cambios paleoambientales basados en foraminíferos planctónicos del Tetis durante el tránsito Eoceno-Oligoceno. En *New Insights on Ancient Life* Arreguín-Rodríguez, G., Colmenar, J., Díaz-Berenguer, E., Galán, J., Legarda-Lisarri, A., Parrilla-Bel, J., Puértolas-Pascual, E. & Silva-Casal, R. (Eds.), (Boltaña, Huesca) 49-52.

Pearson, PN., Olsson, RK., Huber, BT., Hemleben, C. & Berggren, A. (Eds.). (2006) *Atlas of Eocene planktonic foraminifera*. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication, 41, 513.

Wade BS. Pearson PN. (2008) Planktonic foraminiferal turnover, diversity fluctuations and geochemical signals across the Eocene/Oligocene boundary in Tanzania, *Marine Micropaleontology*, 68, pp.244-255.

DINÁMICA DE LA VEGETACIÓN DE ALTA MONTAÑA DURANTE EL HOLOCENO EN EL PIRINEO: EL REGISTRO LACUSTRE DE MARBORÉ.

María Leunda Esnaola

Departamento de Procesos Geoambientales y Cambio Global. Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC). Avenida Montañana 1005, 50059 –Zaragoza
mleunda@ipe.csic.es

INTRODUCCIÓN

Los depósitos lacustres han sido ampliamente utilizados para reconstruir ambientes del pasado. Además, los lagos de montaña son particularmente sensibles a los cambios ocurridos en su entorno, lo que les hace especialmente apropiados para estudios paleoclimáticos y biogeográficos.

Recientemente se han publicado diversos trabajos detallando las fluctuaciones de la vegetación en el Pirineo y su relación con el clima y las actividades humanas durante el Holoceno (e.j. González-Sampériz et al., 2006; Pérez-Sanz et al., 2013; Gil-Romera et al., 2014). La complejidad ambiental que alberga el Pirineo, estratégicamente localizado en una zona de transición afectada climáticamente tanto por el Mediterráneo como por el Atlántico, además de por el marcado gradiente altitudinal existente desde los fondos de valle hasta las cumbres más altas, hace que todavía queden diversas preguntas sin resolver acerca de las causas de los cambios observados en la vegetación durante el Holoceno.

Este trabajo presenta la historia la vegetación de los últimos 10700 años, reconstruida a partir de una secuencia lacustre de alta montaña: el ibón de Marboré.

ÁREA DE ESTUDIO

El ibón de Marboré (42° 41'N, 0° 02'E, 2612 m s.n.m.) se localiza en la vertiente sur del Pirineo Central, bajo la cara norte del Monte Perdido (3355 m s.n.m.) (Fig. 1). Está emplazado en el eje de un sinclinal dentro de la Fm Areniscas de Marboré del Cretácico Superior (Campaniense-Maastrichtiense). La cubeta en la que se emplaza el ibón fue originada por dos factores principales: la tectónica y la actividad glaciaria.



Figura 1. a) Localización del ibón de Marboré.

b) El ibón de Marboré bajo la cara norte del Monte Perdido y los restos glaciares del mismo.

METODOLOGÍA

En agosto del año 2011, se realizó una campaña de campo para la toma de sondeos lacustres en el ibón de Marboré. Durante esta campaña se obtuvieron 14 sondeos cortos y 3 sondeos largos,

utilizando la plataforma Uwitec del IPE-CSIC. Para la realización de este estudio, se ha trabajado con el sondeo MAR11-1A-1U.

El control cronológico del registro se ha establecido en base a 11 dataciones AMS ^{14}C , correlacionadas con dataciones absolutas ^{210}Pb y ^{137}Cs de uno de los sondeos cortos (MAR11-1A-1G-1).

Se han analizado un total de 65 muestras de polen siguiendo el proceso físico-químico clásico establecido por Moore et al., (1991), ligeramente modificado. En cada muestra de polen se han contado un mínimo de 300 granos de polen, identificando al menos 20 taxones por muestra.

DINÁMICA DE LA VEGETACIÓN DURANTE LOS ÚLTIMOS 10700 AÑOS

Según las dataciones obtenidas, y tras la elaboración del modelo de edad, la secuencia lacustre del ibón de Marboré cubre los últimos 10700 años y ha sido dividida en 5 zonas polínicas de acuerdo al análisis cluster (CONISS) (Figura 2).

La vegetación regional del comienzo del Holoceno (10.7-9.3 ka cal BP) está caracterizada por un bosque mixto bien desarrollado, donde la amplia presencia de planocaducifolios como *Corylus*, *Betula* y *Ulmus*, sugiere condiciones cálidas y húmedas en la región.

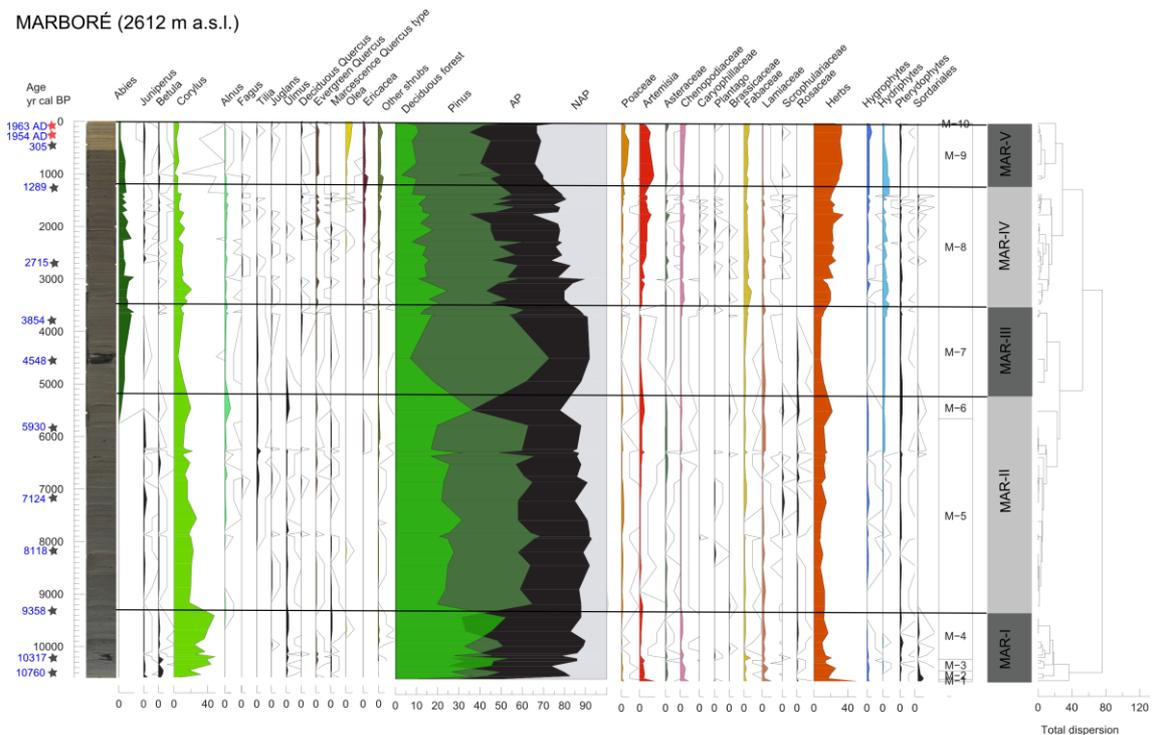


Figura 2. Diagrama polínico de la secuencia de Marboré con los taxones más representativos.

Durante la transición al Holoceno Medio (9.3-5.2 ka cal BP), *Pinus* se convierte en el taxón dominante, aunque las frecuencias de los taxones caducifolios siguen siendo notables. La expansión de *Abies* (ca. 5.8 ka cal BP) es también destacable, y bien correlacionada cronológicamente con la expansión de este taxón en diversas secuencias Pirenaicas como El Portalet (González-Sampériz et al., 2006 y Gil-Romera et al., 2014), La Basa de la Mora (Pérez-Sanz et al., 2013); o el Lago de Burg (Pèlachs et al., 2007). Se observa un gran cambio en torno a 5.2-3.5 ka cal BP, definido por el descenso en la frecuencia de los caducifolios y un coetáneo aumento del pino, probablemente como resultado de una tendencia hacia condiciones climáticas más secas. Las herbáceas de carácter xérico

(*Artemisia*, Chenopodiaceae, Fabaceae, Poaceae) muestran una notable expansión durante la siguiente fase (3.5-1.2 ka cal BP), pero es ya en época reciente (1.2-0 ka cal BP) cuando el estrato herbáceo adquiere importancia, recalcando la apertura del bosque y el aumento de las actividades humanas en cotas más bajas, tal y como apunta el registro de la expansión del cultivo de *Olea*.

Referencias Bibliográficas

Gil-Romera, G., González-Sampériz, P., Lasheras-Álvarez, L., Sevilla-Callejo, M., Moreno, A., Valero-Garcés, B., López-Merino, L., Carrión, J.S., Pérez-Sanz, A., Aranbarri, J., García-Prieto-Fronce, E., (2014). Biomass-modulated fire dynamics during the Last Glacial–Interglacial Transition at the Central Pyrenees (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 402, 113–124

González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B. L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J. M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T., Y Dedoubat, J. J. (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research* 66, 38-52.

Moore, P.D., Webb, J.A., Collison, M.E. (1991). *Pollen Analysis*, Second. Ed. Blackwell Scientific Publications.

Pèlachs, A., Soriano, J.M., Nadal, J., Esteban, A. (2007). Holocene environmental history and human impact in the Pyrenees. *Contributions to Science* 3, 421-429.

Pérez-Sanz, A., González-Sampériz, P., Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Gil-Romera, G., Rieradevall, M., Tarrats, P., Lasheras-Álvarez, L., Morellón, M., Belmonte, A., Sancho, C., Sevilla-Callejo, M., Navas, A., (2013) . Holocene climate variability, vegetation dynamics and fire regime in the central Pyrenees: the Basa de la Mora sequence (NE Spain). *Quaternary Science Reviews*, 73: 149-169



Glaciar Perito Moreno (Argentina)

FÁBRICAS MAGNÉTICAS Y SU APLICACIÓN AL ESTUDIO CINEMÁTICO DE LA ZONA DE FALLA DE RÍO GRÍO (ZFRG)

Marcos Marcén Albero

Área de Geodinámica Interna. Departamento de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza
mma17@hotmail.com

Introducción

En el presente trabajo se aplica la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) al estudio de una zona de falla. La ASM ha sido utilizada con frecuencia como indicador de la petrofábrica y, por tanto, como indicador cinemático en rocas de fallas (Ej. Levi y Weinberger, 2011; Solum y Van der Pluijm, 2009).

La susceptibilidad magnética puede definirse como el grado de magnetización de un material ante la presencia de un campo magnético externo. La anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) puede explicarse como la variabilidad espacial de la susceptibilidad magnética. Geométricamente se representa como un elipsoide con ejes K_{\max} , K_{int} y K_{\min} , y es el global de la aportación de todos los componentes de la roca (dia-, para- y ferromagnéticos).

Metodología

El análisis estructural consta de una cartografía estructural del afloramiento de “Los Abuelos” (RG) a partir de una imagen obtenida por medio de un *drone*. La cartografía se ha completado con la toma de medidas de diferentes estructuras así como observaciones a escala de afloramiento y microescala (láminas delgadas).

Para el estudio de fábricas magnéticas se han obtenido muestras en dos afloramientos de la ZFRG, nombrados RG (afloramiento de “Los Abuelos”) y SG (a la altura de la Santa Cruz de Grío) con 15 estaciones y 208 muestras analizadas en total. Se han realizado mediciones de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) tanto a temperatura ambiente (*RT-AMS*) como a baja temperatura (*LT-AMS*, 24 mediciones con el objetivo de discernir la aportación paramagnética respecto de la total), así como 15 curvas de temperatura *vs.* susceptibilidad magnética (*bulk susceptibility*) con el objetivo de determinar las diferentes fases magnéticas que aportan la susceptibilidad de la roca. Las medidas de susceptibilidad magnética (*RT-AMS* y *LT-AMS*) se han realizado mediante un susceptómetro KLY-3S Kappabridge (Agico), mientras que las curvas se han realizado con un horno CS3 (Agico).

Análisis estructural

En el análisis estructural se interpreta la Falla de Río Grío, de dirección NNO-SSE, como una estructura tardihercínica reactivada bajo un régimen transpresivo dextro durante la compresión cenozoica (Marcén y Román, 2015). La ZFRG se caracteriza por una serie de elementos estructurales: 1) Planos de falla con buzamientos de entre 45° a subverticales y trazas anastomosadas de dirección NO-SE, oblicuas a la dirección de la Falla, y vergencias tanto hacia el NE como SO. 2) Estratificación subvertical en direcciones NO-SE. 3) Ejes de pliegues en dirección NO-SE, tanto verticales (inmersión de los ejes entre 50 y 90°) como horizontales con vergencias NE y SO. 4) Foliaciones verticales; Estructuras S-C indicativas de movimientos direccionales dextros. Las diferentes láminas está conformadas por elementos ordovícicos (cuarcitas, pizarras, areniscas y *fault breccias*) así como triásicos (lutitas, conglomerados y *fault gouges*).

En conjunto, las características estructurales se han interpretado como evidencias de una transpresión dextra, con movimientos direccionales e inversos, cuya distribución dentro de las diferentes láminas o unidades que conforman la ZFRG puede interpretarse como el resultado de procesos de partición de la deformación.

Resultados

Fases magnéticas

Se han reconocido fases paramagnéticas y ferromagnéticas, siendo frecuente observar ambas fases en la misma muestra. El principal mineral paramagnético son los filosilicatos, reconocidos en todas las litologías, y posiblemente sean el principal portador magnético en las brechas blancas (la presencia de magnetita no puede descartarse en estas litologías). La hematites es el principal mineral ferromagnético, fundamentalmente en facies rojas (tanto en brechas, gouges o arcillas), mientras que en facies negras se observa la presencia de sulfuros de hierro. No obstante, las mediciones de *LT-AMS* no muestran diferencias relevantes respecto a las de *RT-AMS*, por lo que podemos asumir que la orientación de los filosilicatos y hematites es similar en las muestras.

Fábricas magnéticas

En el afloramiento de los Abuelos pueden diferenciarse dos grandes grupos en función de la orientación del elipsoide magnético obtenido: 1) Las brechas blancas (Rg1-3, Rg5), que muestran foliaciones magnéticas (plano K_{\max} - K_{int}) con orientaciones aparentemente aleatorias entre las 4 estaciones realizadas, sin coincidir con la débil foliación observada en las muestras y con lineaciones magnéticas (K_{\max}) tendentes a la horizontal. Sin embargo, y pese a la variación de orientaciones observada, los ejes magnéticos en cada estación están bien definidos. 2) Las brechas blancas y rojas y las arcillas rojas triásicas, con foliaciones magnéticas paralelas a la foliación tectónica y lineaciones magnéticas en posiciones horizontales (y paralelas a la dirección de transporte tectónico inferida de las estructuras S-C; Rg11, Rg12, Rg13 y Rg14) y verticales (perpendiculares a dicha dirección de transporte y paralelas a la lineación de intersección S0-S1; Rg4 y Rg10).

En el afloramiento cercano a Santa Cruz de Grío (SG), independientemente de la litología-mineralogía, todas las estaciones presentan foliaciones magnéticas paralelas a la foliación tectónica observada tanto en campo como en las muestras. La lineación tectónica es, de nuevo, horizontal (Sg1, Sg3, Sg5 y Sg6) o vertical (Sg7). En campo, se observan estructuras S-C indicativas de movimientos strike-slip dextros y lineaciones horizontales.

Interpretación

En las brechas blancas destaca la ausencia de correlación entre la débil foliación tectónica observada en las muestras y la foliación magnética de orientación variable. Sin embargo, la buena agrupación de los ejes del elipsoide magnético en cada una de las estaciones hace pensar que la fábrica tectónica esté controlada por algún tipo de estructura, o bien por una deformación muy heterogénea.

En el resto de litologías, y en ambos afloramientos, la lineación magnética es paralela o perpendicular a la dirección de transporte obtenida por estructuras S-C y lineaciones tanto a escala de afloramiento como a micro-escala, siendo todas indicativas de movimientos direccionales dextros.

Por tanto, el estudio de fábricas magnéticas no refleja la partición de la deformación observada en el estudio estructural de la ZFRG. Esto puede deberse a: 1) Que la ASM refleje únicamente el último evento de deformación en la ZFRG, y que éste sea puramente direccional. 2) Que la presencia de planos de falla subverticales conlleve que los movimientos compresivos generen un aplastamiento de las láminas. 3) Que la cizalla en movimientos inversos sea lo suficientemente débil como para no desarrollar una elevada deformación interna en la roca, y por tanto no quedar registrada en la ASM.

Referencias Bibliográficas

Tsafrir Levi y Ram Weinberger (2011). Magnetic fabrics of diamagnetic rocks and the strain field associated with the Dead Sea Fault, northern Israel. *Journal of Structural Geology*, 33, 566-578.

Marcos Marcén-Albero y Teresa Román-Berdiel (2015). Geometría y cinemática de la zona de falla de Río Grío (ZFRG): Evidencias de transpresión alpina en la Cadena Ibérica. *Geogaceta*, 58, en prensa.

John G. Solum y Ben A. van der Pluijm (2009). Quantification of fabrics in clay gouge from the Carboneras fault, Spain and implications for fault behaviour. *Tectonophysics*, 475, 554–562.

PLAN DE DESARROLLO DE TESIS DOCTORAL SOBRE ESTROMATOLITOS: IMPLICACIONES SEDIMENTOLÓGICAS Y CLIMÁTICAS.

Leticia Martín Bello

Área de Estratigrafía. Departamento de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza
leticia.martin.bello@gmail.com

La tesis doctoral se centra en el análisis de los depósitos estromatolíticos del Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro.

El registro sedimentario de la Cuenca del Ebro incluye depósitos continentales y marinos distribuidos en ocho unidades tectosedimentarias (UTS) (Pardo *et. al.*, 2004). Los sedimentos marinos son de edad pre-Oligoceno, e incluyen niveles de carbonatos y margas, facies detríticas deltaicas y costeras y evaporitas. A finales del Eoceno la cuenca pasó a ser puramente continental (Riba *et al.*, 1983), acumulando depósitos aluviales y fluviales tanto de forma localizada como en abanicos que pasaban a zonas lacustres hacia el centro de la cuenca. Finalmente, durante el Mioceno medio o superior la cuenca comenzó a drenar hacia el mar Mediterráneo (Vázquez-Urbez *et al.*, 2003).

La zona estudio principal se encuentra en la Sierra de Alcubierre, localizada al NE de la ciudad de Zaragoza, como parte del sector central de la Cuenca del Ebro. En ella se distinguen las Formaciones Sariñena, Alcubierre y Zaragoza. La Formación Zaragoza se sitúa en las vertientes meridional, occidental y noroccidental de la Sierra de Alcubierre y consta de yesos nodulares blancos con intercalaciones de calizas y margas. La Formación Alcubierre configura los relieves estructurales de la sierra; está compuesta principalmente por sedimentos carbonatados. Ambas formaciones constituyen el paso lateral hacia el Sur de los depósitos detríticos de la Formación Sariñena. Desde el punto de vista estratigráfico, los trabajos previos diferencian en este dominio las unidades tectosedimentarias (UTS) T5, T6 y T7 (Mioceno inferior y medio) (Arenas, 1993; Arenas y Pardo, 1999).

Las tres UTS contienen numerosos afloramientos de estromatolitos que aparecen en diferentes posiciones en la secuencias de facies, y cuyo estudio todavía no se ha abordado en profundidad.

Los estromatolitos, cuyo término inglés es *Stromatolite* o *Stromatolith* (del griego *stroma*, capa que cubre, y *lithos*, piedra) se conciben como “rocas laminadas cuyo origen está relacionado con la actividad de comunidades microbianas, las cuales por su morfología, fisiología y ordenación en el tiempo y en el espacio interaccionan con el medio físico para producir un modelo laminado que se conserva en la estructura final de la roca” (Gerdes *et al.*, 1985).

Los estromatolitos son el resultado del proceso de calcificación. Comúnmente, se trata de la nucleación del carbonato cálcico alrededor de cianobacterias. De modo menos frecuente se produce la calcificación del organismo. Dichas cianobacterias segregan una sustancia mucilaginoso (EPS, Extracellular Polymeric Substance) que promueve la adhesión de las partículas suspendidas en el agua que las rodea (Pentecost, 1987) y, además, crea gradientes de alcalinidad y atrae iones Ca que favorecen la precipitación de carbonato cálcico. En otras ocasiones, los tapices microbianos atrapan sedimento de grano fino, constituyendo “estromatolitos aglutinantes” (Riding, 2001).

Los estromatolitos representan situaciones ambientales de depósito concretas; asimismo, pueden registrar variaciones de parámetros climáticos a distintas escalas, detectables gracias a los atributos de su laminación. Además, estas estructuras han suscitado gran interés como posibles

almacenes de fluidos.

En función de la morfología externa de los estromatolitos, Arenas (1993) diferenció en el sector central de la Cuenca del Ebro:

1. Cuerpos planares o tabulares, de pocos mm a 10 cm de espesor y de continuidad lateral variable: paralelos, con láminas semi-horizontales; ondulados, con láminas suavemente onduladas de forma regular o irregular; y mameliformes, cuyas láminas tienen un perfil semiesférico, rómbico o rectangular.
2. Depósitos sobre relieves positivos o negativos dejados por erosión.
3. Biohermos: 30-40 cm de espesor, con secciones de subesféricas a cómicas. Están constituidos por láminas que presentan un modelo de crecimiento columnar o pseudocolumnar.
4. Biostromos: 30-40 cm de espesor y 10-20 m de longitud visible. Su sección puede ser tabular o cómica. Presentan los mismos modelos de crecimiento que los biohermos.
5. Oncolitos: muy escasos, de 3-6 cm de diámetro, con secciones oblongas a circulares.

En la tesis doctoral se plantean los siguientes objetivos principales:

- 1) Analizar el significado estratigráfico y sedimentológico de los estromatolitos (asociaciones de facies, correlación en detalle, modelos de sedimentación).
- 2) Investigar los procesos y las causas de la ciclicidad de la laminación y su significado ambiental y temporal.
- 3) Inferir la evolución de algunos parámetros climáticos a partir de las variaciones en la composición isotópica y de elementos traza en la laminación.
- 4) Realizar un análisis comparativo con otros registros laminados:
 1. fluviales recientes, cuyos parámetros de control son conocidos,
 2. y fluviales y lacustres fósiles, de diversas edades.

Dicha comparación está encaminada a aportar modelos que permitan descifrar el significado ambiental y temporal (cambios climáticos/hidroclógicos) de la laminación microbiana en otros registros sedimentarios antiguos.

- 5) Caracterizar desde el punto de vista geométrico y textural (porosidad) las unidades miocenas que contienen estromatolitos.

Referencias Bibliográficas

- Arenas, C. (1993): *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Unpublished PhD Thesis, Univ. Zaragoza. 858 p.
- Arenas, C. y Pardo, G. (1999): Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 127-148.
- Gerdes, G., Krumbein, W.E., Holtkamp, E. (1985): Salinity and water activity related zonation of microbial communities and potential stromatolites of the Gavish Sabjkha. In: *Ecological Studies: Hypersaline Ecosystems* (Friedman, G.M., Krumbein, W.E., Eds.), Springer-Verlag, 53, 238-266.
- Pardo (coord.), Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez Urbez, M., Villena, J. (2004): La cuenca del Ebro. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 533-543.
- Pentecost, A. (1987): Calcification Processes in Algae and Cyanobacteria. En: *Calcareous Algae and Stromatolites* (R. Riding, Ed.) 1: 1-20.
- Riba, O., Reguant, S., Villena, J. (1983): Ensayo de Síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. In: *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Ríos* (J.A. Comba, Ed.). IGME, Madrid, 2: 131-159.
- Riding, P. (1991): Classification of microbial carbonates. In: *Calcareous Algae and Stromatolites* (R. Riding, Ed.), Springer-Verlag, Berlin, 21-51.
- Vázquez-Urbez, M., Arenas, C., Pardo, G. (2003): Análisis isotópico ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de los depósitos carbonatados del sector de Borja-Tarazona: registro de cambio paleogeográfico en el Mioceno de la Cuenca del Ebro. *Geotemas*, 5: 237-241.



Formación Hell Creek (USA)

CALIDAD DE RIEGO Y CONTAMINANTES EXPORTADOS EN LA CUENCA DE LERMA TRAS SU TRANSFORMACIÓN AL REGADÍO.

Daniel Merchán Elena

Instituto Geológico y Minero de España – Unidad de Zaragoza
C/ Manuel Lasala 44 9ºB, 50.006 Zaragoza
d.merchan@igme.es

La transformación al regadío es frecuente en zonas semiáridas a lo largo del mundo por sus numerosas ventajas, pero el regadío también es considerado como el principal consumidor de recursos hídricos y la principal fuente de contaminación difusa. En este trabajo se presenta una evaluación de la calidad del riego y del lixiviado de sales y nitratos en una cuenca hidrológica (7,38 km²) representativa de los regadíos presurizados de la cuenca del Ebro. El estudio abarca 10 años hidrológicos: antes (2004-2005), durante (2006-2008) y después (2009-2013) de la transformación de secano a regadío. Siguiendo la metodología propuesta en Causapé (2009), se realizaron balances hídricos y se obtuvieron indicadores de la calidad del riego a partir de éstos. Con la medida de la concentración de sales y nitratos en los diferentes componentes, se estimó la masa de estos contaminantes procedentes de la zona regable (352 ha), y se obtuvieron índices de contaminación.

La eficiencia de riego alcanzó un 76,1%, mientras que las pérdidas de eficiencia se debieron a la evaporación y arrastre del riego por aspersión (13,5%) y al drenaje del riego (10,4%). La eficiencia de riego aumentó (1,05% año⁻¹) y la fracción de drenaje disminuyó (0,95% año⁻¹). Sin embargo, no se garantizó un incremento en la calidad del riego ya que el déficit hídrico también se incrementó (0,95% año⁻¹) situándose en 17,8% al final del periodo de estudio. La calidad del riego fue similar a la que se estima para otros regadíos presurizados de la cuenca del Ebro. Es necesario continuar con la mejora del manejo del riego, ajustando la aplicación del agua de riego a las necesidades hídricas de los cultivos y teniendo en consideración factores como la humedad presente en el suelo o la velocidad del viento, de forma que se pueda aumentar la eficiencia y disminuir el drenaje, las pérdidas por evaporación y arrastre de la aspersión, y el déficit hídrico.

Respecto al lixiviado de contaminantes, la zona transformada exportó 1,89 Mg ha⁻¹ año⁻¹ y 11,4 kg ha⁻¹ año⁻¹ de sales y nitrógeno en forma de nitrato, respectivamente, bajo condiciones de secano. Tras la transformación, estas cantidades aumentaron a 3,51 Mg ha⁻¹ año⁻¹ de sales y 30,8 kg ha⁻¹ año⁻¹ de nitrógeno en forma de nitrato, valores que están en el rango de los registrados para otras zonas bajo riego presurizado en el Valle del Ebro, alcanzando valores similares a los que se obtienen en otros regadíos presurizados. Los índices de contaminación por sales y nitratos se incrementaron significativamente con la transformación al riego. Sin embargo, los valores obtenidos se encuentran por debajo del umbral de los regadíos considerados como más sostenibles. Pese a ello, son susceptibles de mejorar debido al margen de mejora detectado en el manejo del riego. Medidas complementarias a la optimización del riego como mejorar el manejo de la fertilización o el uso de cultivos cubierta serían de gran utilidad para minimizar el lixiviado de contaminantes en zonas regables.

Referencias Bibliográficas

Causapé, J. (2009) A computer-based program for the assessment of water-induced contamination in irrigated lands. *Environmental Monitoring Assessment*, 158, 307-314.



Confluencia de ríos.

PRESENCIA DEL GÉNERO *NYPA* EN LA FORMACIÓN ARGUÍS.

Rafael Moreno Domínguez

Área de Paleontología. Departamento Ciencias de la Tierra,
Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza.
noctubre7@gmail.com

La presencia de frutos y semillas fósiles del género *Nypa* Steck, 1757 (palmera de la familia Arecaceae Berchtold & Presl, 1820) tiene importantes repercusiones desde el punto de vista paleoecológico y paleoclimático, así como en las reconstrucciones paleogeográficas. En todos los casos, todos los autores están de acuerdo en que la presencia de este tipo de restos evidencia la existencia de paleomanglares (e.g. Plaziat *et al.* 2001).

La evidencia fósil más antigua que se conoce es del Campaniense (Gee 2001). Este género se diversificó a nivel mundial durante el Eoceno inferior y medio (Kruttsch 1989). Sin embargo, a día de hoy, está representado únicamente por la especie: *Nypa fruticans* Wurm, 1779; y tiene un rango geográfico mucho más restringido, situándose en la región Indo-Occidental Pacífica, desde la India hasta el noroeste de Australia e islas del Pacífico Occidental (Teo *et al.* 2010). Actualmente, esta planta crece en ambientes de manglares y constituye densas poblaciones a lo largo de la costa, desarrollándose bajo un clima tropical-subtropical con escasa estacionalidad.

La aparición de la nipa fósil está documentada en muchas localidades de Europa (Tralau 1964): Francia, Bélgica, Italia, etc.; así como en la India (Tralau 1964; Mehrotra *et al.* 2007); África (Tralau 1964): Egipto y Senegal; y América (Tralau 1964; Gee 2001). En España, el registro fósil de *Nypa* es escaso. La primera evidencia atribuida a *Nypa* fue descrita por Álvarez-Ramis (1982). Estos restos fósiles aparecieron por primera vez en Cataluña (Depresión Central Catalana), siendo denominados como *Nipadites burtini*. Cinco años más tarde, en la misma área, Biosca & Via (1987) realizaron un estudio más completo sobre los restos de frutos y semillas de *Nypa* encontrados por ellos.

El hallazgo por primera vez de restos de nipa fósil fuera de la zona tradicional de estudio provienen de las Sierras Exteriores del Prepirineo de Huesca. Estos restos han sido descubiertos en las inmediaciones del pueblo de Arguis (Huesca) y dentro de la Formación Arguis (Magin 1959-60). Los fósiles corresponden con moldes de semillas y frutos y su edad es Bartonense. Estos restos son morfológicamente similares a los ejemplares europeos y al resto de españoles, y muestran numerosas perforaciones por *Teredo*. Las condiciones del depósito indican que son elementos alóctonos. En el interior de uno de ellos se ha encontrado un fragmento de hoja que podría corresponder al mismo género que el de los frutos.

Las condiciones climáticas y paleoecológicas han sido determinadas comparando con sus representantes actuales (Ferguson 1995), concluyendo que las condiciones climáticas fueron tropicales-subtropicales, cálidas y húmedas, caracterizadas por pequeños contrastes de estacionalidad. La presencia de *Nypa* en el conjunto fósil confirmaría la presencia de un ambiente costero, indicando la existencia de bosques litorales y manglares en las inmediaciones al área de depósito de los restos.

Referencias Bibliográficas

- Álvarez-Ramis, C., 1982. Sobre la presencia de una flora de Paleomanglar en el Paleógeno de la depresión central catalana (curso medio del Llobregat). *Acta Geológica Hispánica*, 17(1-2), 5-9.
- Biosca, J., Via, L., 1987. El género *Nypa* (Palmae) en el Eoceno de la Depresión Central Catalana. *Batalleria*, 1, 7-23.
- Gee, C.T., 2001. The mangrove palm *Nypa* in the geologic past of the New World. *Wetlands Ecology and Management*, 9, 181-194.
- Krutzsch, W., 1989. Paleogeography and historical phytogeography (Paleochorology) in the Neophyticum. *Plant Systematics and Evolution*, 162, 5-61.
- Ferguson, D.K. 1995. Plant part processing and community reconstruction. *Eclogae Geologicae Helvetiae*. 88(3), 627-641.
- Mangin, J.P.H., 1959-60. Le Nummulitique sud-pyrénéen à l'Ouest de l'Aragon. *Pirineos*, 51-58, 1-619.
- Mehrotra, R.C., Paul, A.K., Verma, S.K., 2007. Plant remains from the Disang Group of Wokha District, Nagaland, India. *Current Science*, 92(5), 597-598.
- Plaziat, J.C., Cavagnetto, C., Koeniguer, J.C., Baltzer, F., 2001. History and biogeography of the mangrove ecosystem, based on a critical reassessment of the paleontological record. *Wetlands Ecology and Management*, 9, 161-179.
- Teo, S., Ang, W.F., Lok, A.F.S.L., Kurukulasuriya, B.R., Tan, H.T.W., 2010. The status and distribution of the Nipah palm, *Nypa fruticans* Wurmb (Arecaceae), in Singapore. *Nature in Singapore*, 3, 45-52.
- Tralau, H., 1964. The genus *Nypa* van Wurmb. *Kungliga Svenska Vetenskapsakademien Handlingar*, 10(1), 1-29.

APLICACIÓN DE TÉCNICAS MAGNÉTICAS (PALEOMAGNETISMO Y ASM) AL ESTUDIO DE LAS CUENCAS JURÁSICO-CRETÁCIAS DEL ALTO ATLAS (MARRUECOS).

Bennacer Moussaid.

Área de Geodinámica Interna. Departamento Ciencias de la Tierra,
 Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza.
 bnmous@hotmail.fr

The aim of our works is the use of remagnetisations and Anisotropy of Magnetic Susceptibility (ASM) to study the Jurassic-Cretaceous terrigenous basins of the High Atlas. These areas have a great interest to apply magnetic techniques to the study of regional tectonics. The remagnetization evidenced by the studies of Jurassic marly limestones in the central high atlasic belt of Morocco (Torres et al., 2014), is one of our motivations to explore the Upper Jurassic-Lower Cretaceous red beds preserved in cores of several synclines located in the northern boundary of the atlasic belt. These areas and sedimentary series represent a matter of interest, because they mark the sedimentary record contemporary with the earliest compressive events, debated in the central high atlas (Laville et al., 2004; Ibouh, 2004) (Fig.1).

The sedimentary sequence mainly consists of red clays and sandstones, truncated by some marine marly limestones series. These lithologies are an a priori good material for AMS studies.

AMS and paleomagnetic measurements were performed in the laboratories of the Universities of Zaragoza (Geotransfer Research Group) and Burgos (Laboratory of paleomagnetism).

The magnetic fabric is mainly oblate with a positive value for the AMS ellipsoid shape parameter. This magnetic fabric displays a foliation (kmax--kint plane) parallel to bedding. The magnetic lineation (Kmax) was analyzed throughout the studied series from Middle Jurassic to Lower-Upper Cretaceous (Albian-Cenomanian).

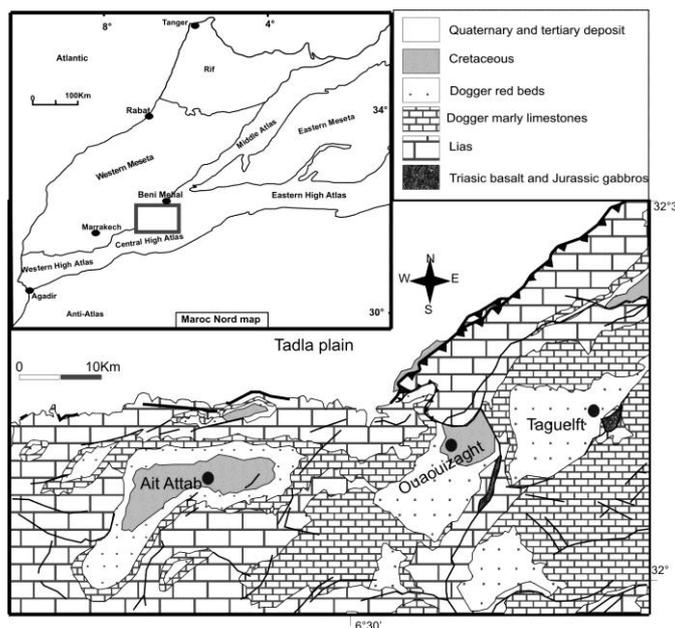


Fig. 1. Jurassic-Cretaceous basins of the Northern boundary of the High Atlas.

Almost all sites display a good clustering of kmax direction after bedding corrections, what indicates (i) a primary preferred orientation of magnetic minerals, and (ii) an acquisition during the sedimentary-diagenesis stage.

The marly limestones display a well defined (NW-SE) lineation, this lineation is consistent with tectonic stretching inferred from the structural analysis of normal faults, giving a NW-SE extensional direction responsible for basin opening during Triassic to Bajocian times. However, red beds and marly limestones of Bathonian to Albian age display a change of magnetic lineation which becomes E-W (**Fig. 2**).

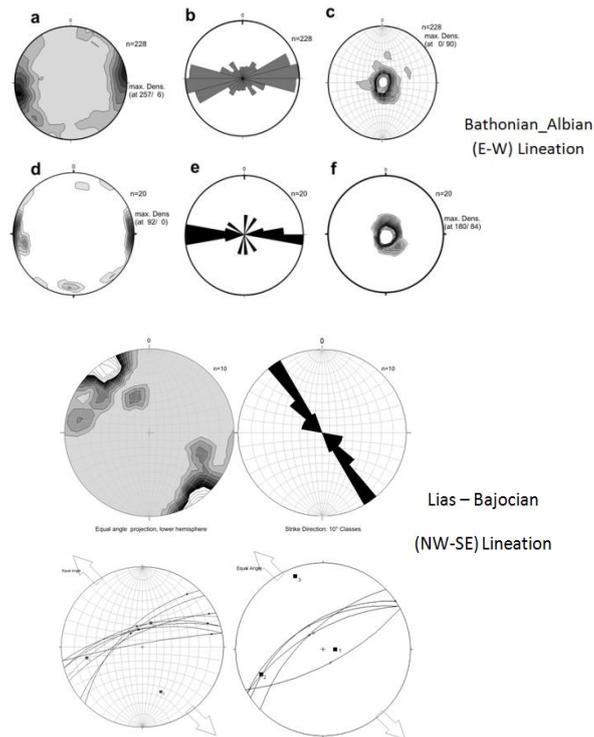


Fig. 2: Density stereoplot of magnetic lineation in studied areas

According to previous results, the primary E-W trending magnetic fabric is consistent with the N-S compression responsible for shortening.

The paleomagnetic analyses reveal that sedimentary rocks in these studied area are remagnetized. This remagnetization was precisely dated at about 100 M.a (Moussaid et al., 2014). This age and remagnetization data were used to constrain the age of some meter-scale folds in Bathonian red beds. The fold test performed at outcrop scale in these structures evidenced that they predate remagnetization (negative fold test). This result is consistent with a compressional event in the Atlasic basin before 100Ma (before wholesale alpine basin inversion).

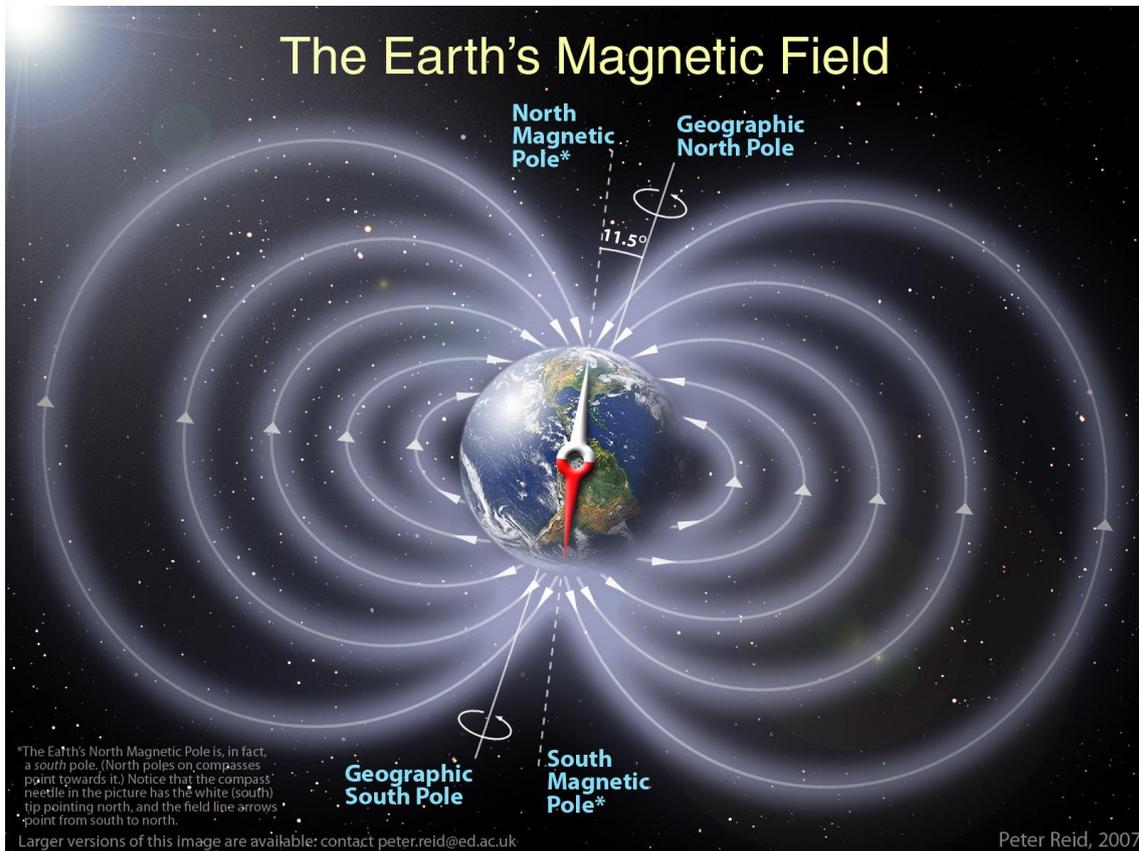
Referencias Bibliográficas

Ibouh, H., 2004. Du rift avorté au bassin sur décrochement, contrôles tectonique et sédimentaire pendant le Jurassique (Haut Atlas central, Maroc). Thèse d'état ès- Sciences, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, 224 p.

Laville, E., Piqué, A., Amrhar, M., et Charroud, M., 2004. A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco). *J. Afr. Earth Sci.* 38 (2), 145-153.

B. Moussaid, J.J. Villalaín, A. Casas-Sainz, H. El Ouardi , B. Oliva-Urcia , R. Soto, T. Roman-Berdiel , S. Torres-Lopez. 2014. Primary vs. secondary curved fold axes: Deciphering the origin of the Ait Attab syncline (Moroccan High Atlas) using paleomagnetic data. *Journal of Structural Geology* 70 (2015) 65-77

Torres, S., Villalaín, J.J., Casas, A., El Ouardi, H., Moussaid, B., Ruiz-Martínez, V.C., 2014. Widespread cretaceous secondary magnetization in the High Atlas (Morocco). A common origin for the cretaceous remagnetizations in the western Tethys? *J. Geol. Soc. Lond.* <http://dx.doi.org/10.1144/jgs2013-107>.



El campo magnético terrestre

CARACTERIZACIÓN DE LA PROCEDENCIA DE ELEMENTOS ARTÍSTICOS REALIZADOS EN ALABASTRO MEDIANTE LA APLICACIÓN DE TÉCNICAS NO INVASIVAS.

Alicia Muñoz del Pozo.

Departamento de Ciencias de la Tierra/Departamento de Historia del Arte
Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza
amdpozo@unizar.es

Introducción

El presente trabajo se enmarca dentro de un proyecto interdisciplinar financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad HAR2012-32628, cuyo IP es la Dra Carmen Morte. Su objetivo es el estudio de las piezas artísticas realizadas en alabastro desde la Edad Media hasta la Edad Moderna en el valle medio del Ebro. El carácter multidisciplinar está reflejado en la participación de los Departamentos de Ciencias de la Tierra e Historia del Arte de la Universidad de Zaragoza en el Proyecto, siendo los directores de la presente tesis la Dra. Carmen Morte y el Dr. Josep Gisbert.

Situación geológica

La zona de estudio abarca los depósitos evaporíticos que precipitaron en varias cuencas de la Península Ibérica (Fig.1) durante el Paleogeno y Neogeno (Ortí *et al.*, 2010), se localizan en la Cuenca del Valle del Ebro, Cuenca de Calatayud, Cuenca de Tremp, la depresión costera valenciana, la Cuenca del Tajo, la Cuenca del Duero.

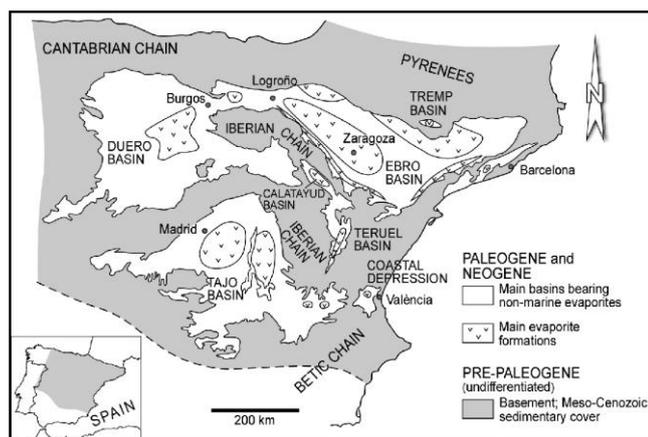


Fig.1. Distribución de formaciones evaporíticas. (Tomado de Ortí *et al.*, 2010)

Fuera de España se conocen depósitos evaporíticos susceptibles de explotación en Nottingham (Inglaterra) y Volterra (Italia).

Metodología

La metodología seguida en este proyecto se divide en dos partes, la primera está relacionada con los registros históricos y la segunda con el estudio del material.

Búsqueda en registros históricos

Se realizan búsquedas en diferentes archivos y partiendo de los datos recopilados, se elaboran inventarios generales de las piezas que pueden estar realizadas en alabastro.

Al buscar información en los archivos, hay que tener en cuenta, que existe una doble nomenclatura para el termino alabastro que define dos minerales diferentes: la calcita y el yeso, y

que en la literatura muchas veces se usa indistintamente. También conviene señalar que es frecuente que las referencias al material con el que están realizadas las obras sea simplemente “piedra”, lo cual aumenta la dificultad.

Partiendo de estos datos se elaboran mapas con las canteras históricas (Fig.2) y se visitan distintos monumentos y museos que albergan piezas artísticas realizadas en alabastro, algunos ejemplos: En Zaragoza, la Seo, la Basílica del Pilar y Santa Engracia. Y en otras ciudades de Aragón: Catedral de Huesca o la Colegiata de Calatayud.



Fig. 2. Mapa de canteras históricas en España. (Imagen modificada de Google Earth)

Estudio de piezas artísticas

La bibliografía sobre alabastro desde un punto de vista geológico es escasa, alguno de los autores que describen metodologías similares son Díaz Rodríguez (1991) en estudios de piezas del Museo Arqueológico Nacional y Playà et al. (2011) en el Monasterio de Poblet (Tarragona). Para el estudio del material, se parte de una descripción de visú

Color: Generalmente presentan tonos blancos que pueden variar hacia tonalidades grises o beige, aunque también hay variedades que tienen colores oscuros. (Fig.3a)

Venas de arcilla: Geometría, abundancia y color. (Fig.3b)

Tamaño de los bloques: Las dimensiones de los bloques de las piezas aportan información sobre su origen, ya que alabastro se extrae en forma de nódulos.

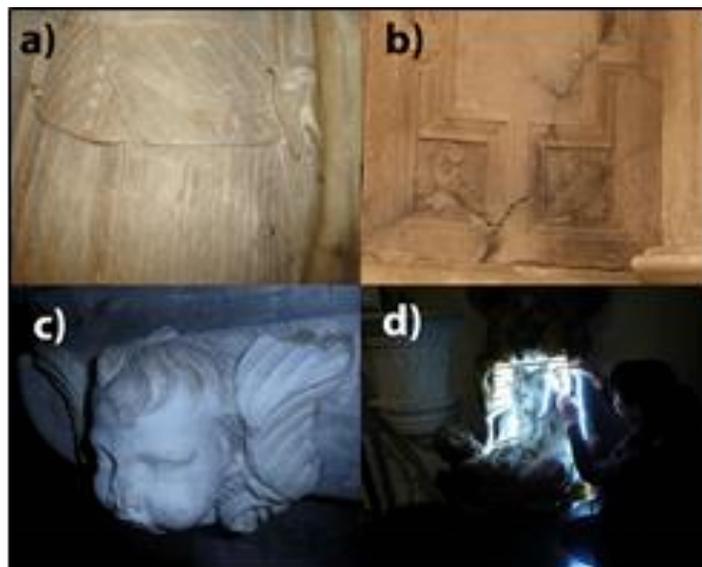


Fig. 3. a) color, b) venas de arcilla, c) estado de conservación, d) translucidez

Estado de conservación: Cuando el alabastro está muy alterado no se puede observar su apariencia original. (Fig.3c)

Translucidez: Propiedad distintiva que nos permite confirmar si una pieza es de alabastro. (Fig.3d)

También se utiliza una lupa digital DinoLite 2.0 que permite hasta x200 aumentos. Y se toman imágenes de termografía con la cámara FLIR-T420, que aportan información sobre la temperatura a la que se encuentra la pieza. Que nos permite diferenciar partes de la misma pieza que son de distinto material, o la presencia de humedades que puedan afectar a su integridad física.

Se toman muestras de alabastro de escala centimétrica y de arcillas. Para posteriormente realizar láminas delgadas para estudiar su textura con el microscopio petrográfico y para conocer su composición mediante difracción de rayos X.

Estudio de canteras activas

El estudio de los materiales que se extraen en las canteras activas. Aporta muestras con las cuales comparar el alabastro que vemos en las piezas artísticas, y muestras de las arcillas que engloban los nódulos. Incluso nos permite conocer el tamaño de los propios nódulos. Estas comparaciones nos ayudan a localizar la ubicación de canteras históricas.

Cuestiones generales

Con estos estudios multidisciplinarios se quiere responder a preguntas como ¿De dónde procedía el alabastro? ¿Tenía origen local? ¿O puede ser que procedan de otras comunidades o de otros países?

Así como la ubicación de las canteras históricas y su evolución desde la época medieval a la edad moderna. Año en que comenzó su explotación, cuando se detuvo, y ¿Por qué? ¿Estuvo influenciada por hechos históricos?

Referencias Bibliográficas

Díaz Rodríguez, L. A. (1991). “El alabastro: un enigmático mineral industrial ornamental. Criterios para su reconocimiento”. *Boletín del Museo Arqueológico Nacional (Madrid)*, 101-112 pp

Ortí, F., Rosell, L., Playà, E. and García-Veigas, J. (2010). “Large gypsum nodules in the Paleogene and Neogene evaporites of Spain: distribution and palaeogeographic significance”. *Geological Quarterly*, 2010, 54 (4): 411–422

Playà, E., Artigau Miralles, M. y Tauler Ferré, E. (2011). “Caracterización y estudio de procedencia del alabastro del retablo del altar mayor de Poblet”. *Unicum, Revista de la Escuela Superior de Conservación y Restauración de Bienes Culturales de Cataluña*, 2011

EL REGISTRO PALEONTOLÓGICO DE LAS AVES DE LA PENÍNSULA IBÉRICA DURANTE EL PLEISTOCENO SUPERIOR

Carmen Núñez Lahuerta

Grupo Aragosaurus, Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, C/Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain
cnunez@unizar.es

Las aves son el grupo de vertebrados más diverso de la actualidad, con aproximadamente 10000 especies, además ocupan todos los ecosistemas, y presentan preferencias de hábitat (Gill, 2007). Dentro del registro fósil del Cuaternario son también abundantes. Los cambios en la distribución geográfica de las aves del pasado, inferidos de la información del registro fósil, se pueden relacionar con variaciones en el clima. El Pleistoceno Superior comienza hace 126000 años (Gibbard et al., 2010), y concluye hace 12000, con el inicio del Holoceno. Durante este tiempo los autores definen, 5 estadios isotópicos marinos (MIS), dos fríos (MIS2 y MIS4), y tres cálidos (MIS5, MIS3 y MIS1) (Fig. 1).

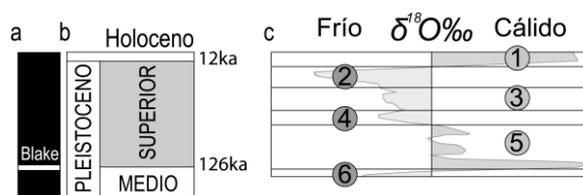


Fig. 1: Esquema temporal del Pleistoceno Superior. a) polaridad magnética: excursión inversa Blake dentro del cron normal Brunhes. b) Cronología del comienzo y el inicio del Pleistoceno Superior. c) estadios isotópicos basados en el isótopo ^{18}O . Basado en Silva et al., 2009.

El objetivo de este trabajo es estudiar los cambios en la corología de las aves durante el Pleistoceno Superior de la Península Ibérica y su relación con los cambios climáticos ocurridos en dicho periodo. Para ello se utilizan los datos sobre presencia/ausencia de los taxones en los cada uno de los yacimientos de esta cronología en España y Portugal. Los datos de 69 yacimientos (Fig. 2) divididos en 82 niveles han sido introducidos en una Base de Datos, donde el valor 1 indica la presencia del taxón, y el valor 0, la ausencia.

Los datos se han obtenido de los trabajos de recopilación de Sánchez-Marco (2004) y Tyberg (2007). Estos datos han sido analizados estadísticamente mediante el análisis de correspondencia (con el programa PAST, Hammer et al., 2001). También ha sido analizada la presencia de taxones indicadores de clima (Sánchez-Marco, 2004).

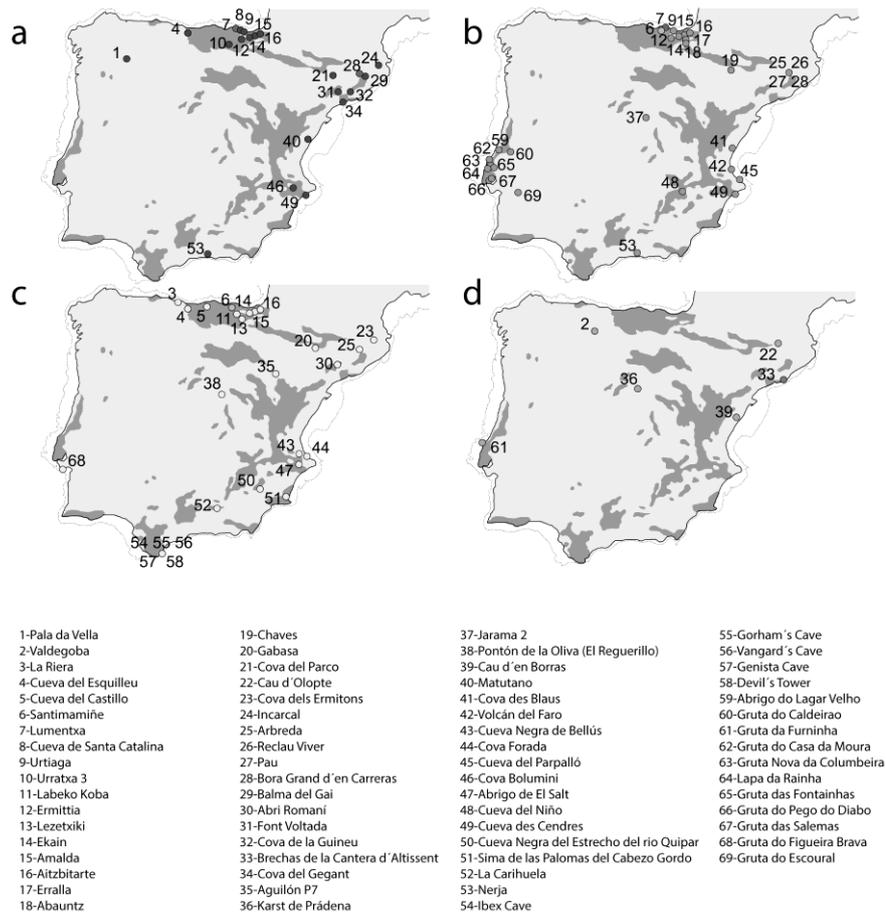


Fig.2: Mapa de situación de los yacimientos cuyos datos se han incluido en este estudio.
a) MIS1. b) MIS2. c) MIS3. d) MIS4 y MIS5.

Los taxones indicadores cálidos: *Lagopus*, *Bubo scandiacus*, *Pyrrhocorax graculus*, *Loxia*, *Pinicola*, *Melanitta fusca*, *Aegolius funereus*, *Glaucidium passerinum* como indicadores de frío, y *Gyps fulvus*, *Falco naumanni*, *Apus melba*, *Alectoris* y *Perdix*, según Sánchez-Marco (2004) indican que las variaciones en su distribución refleja los diferentes estadios climáticos en la Península Ibérica. No obstante hay excepciones. Una de ellas por ejemplo, *Pyrrhocorax graculus*, tradicionalmente considerado indicador, no refleja en su distribución los cambios en el clima. A pesar de la limitada área en la que se encuentran hoy en día las chovas piquigualdas, durante el Pleistoceno Superior están presentes en

prácticamente todos yacimientos. En el caso de las perdices, su distribución parece más condicionada por los cambios de humedad que por los de temperatura.

El análisis de correspondencia de los datos arroja resultados ambiguos (Fig. 3).

Referencias Bibliográficas

Gibbard, P.L., Head, M.J., Walker, M.J.C. and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (2010) Formal ratification on the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58Ma. *Journal of Quaternary Science*, 25(2), 96-102.

Gill, F. (2007). "Ornithology". W.H. Freeman and Company, 758 pp.

Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D. 2001. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica* 4(1): 9pp.

Sánchez-Marco, A. (2004). Avian Zoogeographical patterns during the Quaternary in the Mediterranean Region and Paleoclimatic interpretation. *Ardeola*, 51(1), 91-132.

Silva, P.G., Zazo, C., Bardají, T., Baena, J., Lario, J., Rosas, A., van der Made, J. (2009). Tabla cronoestratigráfica del Cuaternario de la Península Ibérica, v.2. AEQUA, www.aequa.es.

Tyberg, T. (2007). Pleistocene birds of the Palearctic: a Catalogue (Actualization). Publications of the Nuttall Ornithological Club, 27. Cambridge, Massachusetts. 152pp.

PLEISOSAURIOS DE ARAGÓN

Jara Parrilla Bel

Área de Paleontología. Departamento de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza
jarapb@unizar.es

Los plesiosaurios son un grupo de reptiles diápsidos acuáticos que habitaron los mares mesozoicos desde el Triásico superior hasta el final del Cretácico, y se extinguieron al final del Maastrichtiense coincidiendo con la extinción de los dinosaurios. A pesar que alcanzaron una gran diversidad y una distribución prácticamente global, sus restos en el Cretácico Inferior son relativamente escasos a nivel mundial. Lo mismo ocurre en la Península Ibérica (Bardet et al., 2008). Se ha descrito restos aislados en el Aptiense de Morella (Castellon) y en el Albiense-Cenomaniense de Jabaloyas (Teruel), y se han citado restos indeterminados de edad Barremiense en Galve y Castellonte (Teruel). En los últimos años se ha recopilado una pequeña colección de material del Barremiense inferior proveniente de la Formación Blesa. El contenido de vertebrados fósiles continentales de la parte inferior de la formación es conocida por el excepcional yacimiento de La Cantalera, (Canudo et al., 2010), sin embargo no se habían descrito hasta el momento plesiosaurios. La parte superior de la Formación Blesa presenta niveles marinos, por lo que se ha convertido en una de las pocas formaciones conocidas con potencial fosilífero en cuanto a reptiles marinos barremienses se refiere.

El material de la Formación Blesa proviene de distintos yacimientos en el término municipal de Josa y Obón (Teruel). Estos municipios geológicamente se localizan en la subcuenca de Oliete, dentro de la cuenca del Maestrazgo. La Formación Blesa presenta una evolución tectosedimentaria compleja en esa zona (Soria de Miguel, 1997; Aurell et al., 2004), y se divide en Blesa inferior, con predominio de sedimentos continentales, y Blesa superior, con sedimentos litorales y transicionales.

Los restos fósiles de plesiosaurios se han encontrado en la parte superior de la formación. Se trata de material aislado y fragmentario, hallado en superficie, y consiste en nueve vértebras cervicales, una pectoral, una dorsal, una sacra, dos caudales y un par de dientes. Las vértebras son ligeramente anficélicas (ambas caras articulares cóncavas) y presentan forámenes nutricionales ventrales, típicos en los plesiosaurios, y los dientes muestran una morfología y una ornamentación asociada a animales piscívoros, y descrita en numerosos taxones de plesiosaurio.

Las vértebras recuperadas son más anchas que altas, y la longitud es en todos los casos menor o igual a la altura. Las vértebras alargadas son típicas de los elasmosauridos, como *Callawayasaurus* o *Eromangasaurus*, mientras que las vértebras cortas se asocian a pliosaurios, como *Kronosaurus* o *Brachauchenius*. Leptocleididos y policotilidos, como por ejemplo *Umoonasaurus*, *Leptocleidus*, o *Hastanectes*, generalmente tienen vértebras con longitud y altura similares. Los elasmosauridos, un grupo de plesiosaurios cretácicos, se caracterizan por presentar una quilla lateral en sus vértebras, y a menudo, caras articulares con morfología binocular. Las vértebras de la Fm Blesa carecen de ambos caracteres. Sin embargo, sí presentan algunas de ellas una cresta ventral. La cresta ventral, con distinto grado de desarrollo, se ha descrito en numerosos taxones, como *Edgarosaurus*, *Plesiopleurodon*, *Leptocleidus*, *Gronausaurus* o *Abysosaurus*, entre otros.

Tradicionalmente, el tamaño y las proporciones de los centros cervicales se han relacionado con la longitud del cuello y han sido utilizadas como carácter diagnóstico, sin embargo estas proporciones varían ontogenéticamente y según la posición de la vértebra dentro de la serie, por lo que no tiene sentido aplicarlo en restos aislados. Otro carácter diagnóstico puede ser la presencia o

ausencia de crestas laterales o ventrales en los centros. Al igual que ocurre con las proporciones de las vértebras, la presencia de cresta o su morfología también puede variar a lo largo de la serie vertebral.

El material recuperado es, por el momento, demasiado fragmentario y pertenece a diferentes individuos, por lo que es difícil determinar si las diferencias observadas entre las distintas vértebras se deben a una distinta posición de la vértebra en la columna, a que pertenecerían a distintos taxones, o a una combinación de ambas posibilidades. El material se asigna a Plesiosauria indet. La ausencia de material más diagnóstico, impide por el momento realizar una asignación más precisa.

Estos restos fósiles de la Formación Blesa, aunque fragmentarios, aportan una novedosa información sobre la diversidad y la distribución paleogeográfica de los plesiosaurios del Weald. Un estudio detallado de la Formación y la recuperación de nuevo material fósil sería de gran interés para conocer mejor la evolución de los plesiosaurios en la parte inferior del Cretácico.

Referencias Bibliográficas

Aurell, M., Bádenas, B., Canudo, J.I., Ruiz-Omeñaca, J.I. (2004) Evolución tectosedimentaria de la Fm. Blesa (Cretácico Inferior) en el entorno del yacimiento de vertebrados de La Cantalera (Josa, Teruel). *Geogaceta*, 35, 11-13.

Bardet, N., Pereda Suberbiola, X., Ruiz-Omeñaca, J.I. (2008) Mesozoic marine reptiles from the Iberian Peninsula. *Geo-Temas*, 10, 1245-1248.

Canudo, J.I., Gasca, J.M., Aurell, M., Badiola, A., Blain, H.-A., Cruzado-Caballero, P., Gómez-Fernández, D., Moreno-Azanza, M., Parrilla, J., Rabal-Garcés, R., Ruiz-Omeñaca, J.I. (2010) La Cantalera: an exceptional window onto the vertebrate biodiversity of the Hauterivian-Barremian transition in the Iberian Peninsula. *Journal of Iberian Geology*, 36(2), 29-324.

Soria De Miguel, A.R. (1997) La sedimentación en las cuencas marginales del Surco Ibérico durante el Cretácico Inferior y su control estructural. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza.

DATAACIONES PRELIMINARES DE ESPELEOTEMAS DE CAVIDADES EN LA ZONA DE ENLACE ENTRE LAS CORDILLERAS IBÉRICA Y COSTERO-CATALANA

Carlos Pérez Mejías

Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC).
Avda. Montañana 1005, C.P.50059 Zaragoza
cperez@ipe.csic.es

Entre los archivos del pasado que nos pueden ayudar a conocer cómo fue el clima, destacan los espeleotemas. Estas formaciones almacenan la señal climática original procedente de la lluvia, suavizada por la mezcla con aguas de diferente origen en el acuífero kárstico, antes de entrar a la cueva como agua de goteo. En este proceso incorporan determinados elementos (Ba, Sr, Mg) o determinadas variaciones isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) que podemos asociar a un escenario climático-ambiental particular. No obstante, es preciso obtener una cronología robusta de dichos registros para interpretar la variabilidad climática en el contexto temporal adecuado. De esta manera, los espeleotemas se datan por la técnica de la series de desintegración del uranio o U-Th, el cual requiere muy poco material y permite obtener edades muy precisas (McDermott, 2004)

Este método se basa en la existencia del isótopo padre natural ^{238}U que se incorpora en la red del carbonato y se desintegra formando hijos intermedios como ^{234}U y ^{230}Th , que son usados para datar al tener una vida media larga (Cheng et al., 2000). Para que dicho método funcione, deben cumplirse tres requisitos: a) el contenido en U del carbonato debe ser superior a 0.01 ppm, en general a mayor concentración de U, el error de la datación será más bajo; b) el sistema debe permanecer cerrado después de la precipitación de la calcita, evitando posteriores modificaciones de los valores de U o Th iniciales; c) no se debe incorporar ^{230}Th en la calcita contenido en arcillas u otros minerales, ya que impide cuantificar cuánto Th corresponde a la desintegración del U y cuánto se ha añadido posteriormente. Así, mediante la relación $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ se puede evaluar esta “contaminación”, de tal manera que ante valores altos en esta relación se asume que predomina el ^{230}Th radiogénico y la contaminación por tanto es poco relevante.

En este trabajo se presentan las primeras dataciones de estalagmitas desarrolladas en cuatro cuevas del sector de enlace entre la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costero Catalana (NE peninsular). Como se observa en la figura 1, nueve de estos espeleotemas proceden de la Cueva del Recuenco, en Ejulve (provincia de Teruel). Se ubica en la comarca de Andorra-Sierra de Arcos, en el sector septentrional del Maestrazgo. La cavidad se desarrolla sobre la Fm Mosqueruela del Cretácico Superior. El resto de cavidades se ubican en el sector meridional de la Cordillera Costero-Catalana en la comarca del Baix Ebre. En el Parc Natural dels Ports está el Avenc del Salany, una cavidad de desarrollo horizontal, excavada en dolomías masivas cretácicas. De esta cavidad proceden 6 espeleotemas en los que se han efectuado dataciones (Fig. 1). Las últimas dos cuevas pertenecen al conjunto endokarstico de Benifallet. Desarrolladas sobre dolomías jurásicas, las cuevas de Marigot y Meravelles se localizan muy próximas entre sí y su desarrollo es ligeramente vertical en la primera, y eminentemente horizontal en la segunda. Meravelles a su vez posee gran ornamentación espeleotémica de tal manera que ha sido habilitada una parte de la misma al turismo. Un total de 8 espeleotemas procedentes de las zonas no visitables de estas dos últimas cavidades han sido datados.

Los resultados cronológicos evidencian que los diversos espeleotemas han crecido durante períodos de tiempo muy diferentes entre sí (Fig. 1). Así, a pesar que gran parte de los mismos son

de época holocena, otros períodos más antiguos quedan registrados en estas estalagmitas, durante los conocidos como Estadios Isotópicos Marinos (MIS) de carácter cálido como son el MIS3, MIS5, MIS7 o incluso MIS9, que han sido bien caracterizados a partir del $\delta^{18}\text{O}$ de los caparzones de foraminíferos de los sondeos marinos SPECMAP o MD01-2443 (Fig. 1).

Resultan especialmente interesantes las estalagmitas que recogen las transiciones de condiciones glaciares a interglaciares (períodos conocidos como Terminaciones) caracterizados por un calentamiento global rápido. Así, las estalagmitas GEA y ARTEMISIA procedentes de la Cueva de Ejulve registran la Terminación III (TIII) que se sitúa hace aproximadamente 240 ka y ha sido escasamente tratada en la bibliografía existente. En estalagmitas que crecen durante prolongados períodos de tiempo, resulta especialmente importante disponer de suficientes dataciones y elaborar modelos de edad robustos que permitan delimitar los hiatos existentes a lo largo de su crecimiento. De esta manera, los modelos de edad elaborados en ambas estalagmitas revelan que GEA posee dos hiatos importantes en este período: uno en la propia entrada a la TIII, y otro en el paso de MIS7 a MIS6. Por su parte, Artemisia recoge bien la TIII pero se detiene a mitad de MIS7. Estos datos son de capital importancia a la hora de interpretar correctamente los resultados proporcionados por los isótopos estables para interpretar así estos cambios climáticos pasados.

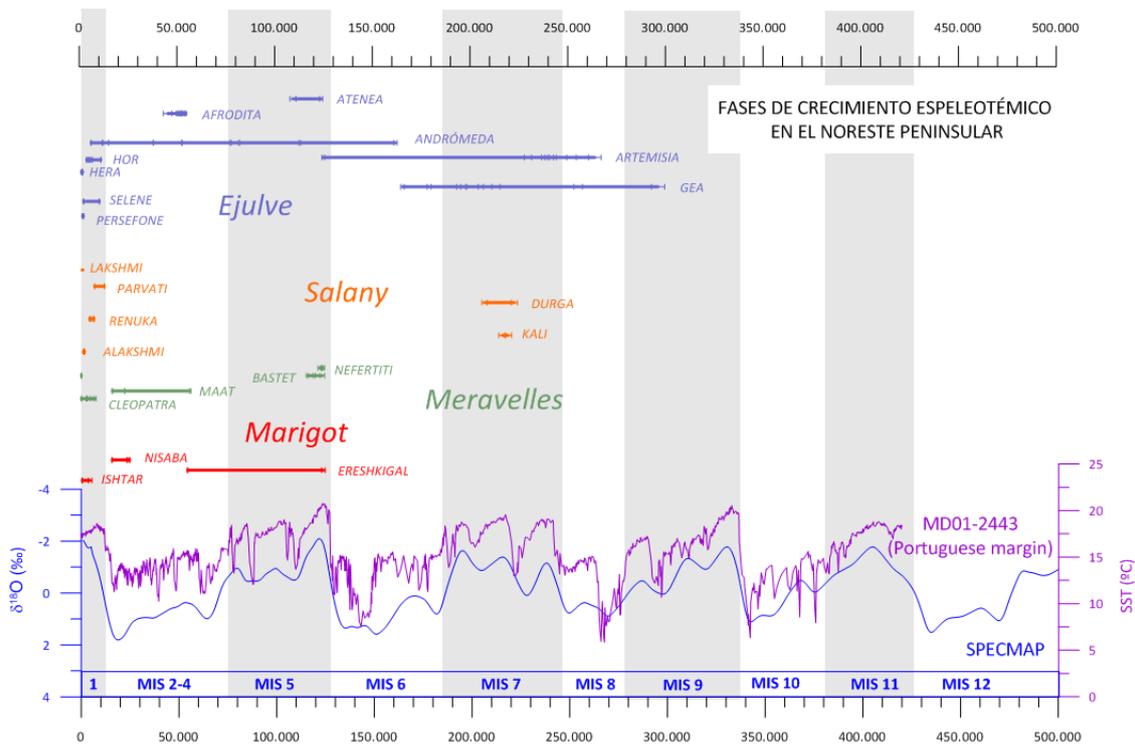


Fig. 1. Períodos de crecimiento de las distintas estalagmitas trabajadas.

Referencias Bibliográficas

Cheng, H., Edwards, L.R., Hoff, J., Gallup, C.D., Richards, D.A., Asmerom, Y., 2000. The half-lives of uranium-234 and thorium-230. *Chem. Geol.* 169, 17–33.

McDermott, F., 2004. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quat. Sci. Rev.* 23, 901–918. doi:10.1016/j.quascirev.2003.06.021

¿SE EXTINGUIERON LOS CROCODILOMORFOS EUROPEOS EN EL LÍMITE CRETÁCICO/TERCIARIO?

Eduardo Puértolas Pascual

Grupo Aragosaurus-IUCA, Área de Paleontología, Departamento Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza
puertola@unizar.es

El Pirineo es un lugar excepcional para el estudio de la extinción de vertebrados continentales durante el Cretácico / Paleógeno (K/Pg) ya que es uno de los pocos lugares de Europa que posee un registro continuo de sedimentos continentales que abarca desde el Campaniense superior hasta el Daniense inferior permitiendo comparaciones entre diferentes patrones de extinción de otras partes del mundo (Csiki-Sava et al. 2015).

La sucesión de dinosaurios europeos, en concreto de los Pirineos meridionales, durante el Cretácico terminal y la relación con la extinción del límite K/Pg ha sido objeto de numerosos trabajos durante los últimos años debido a que los depósitos continentales de esta zona e intervalo temporal son unos de los mejores dados y correlacionados de Europa. Sin embargo, los estudios sobre otros vertebrados continentales, en concreto crocodylomorfos, y su relación con el evento de extinción del K/Pg son más escasos (Csiki-Sava et al. 2015).

Los eusuquios son los crocodylomorfos más abundantes en los depósitos continentales de Cretácico Superior Europeo. Este clado tiene su registro más antiguo en el Cretácico Inferior (Barremiense) de Inglaterra con el taxón *Hylaeochampsa vectiana*, sin embargo no es hasta el Cretácico Superior cuando se produce su radiación y diversificación que significó el casi total remplazo de los crocodylomorfos no-eusuquios continentales típicos del Cretácico Inferior, salvo por algunos relictos como *Ischyrochampsia*, *Doratodon* o *Theriosuchus* que también abundan en el Cretácico Superior de Europa.

El registro fiable de eusuquios continentales durante el Cretácico Superior de Europa comienza en el Santoniense – Campaniense con taxones como *Iharkutosuchus* (Hungría) o *Massaliasuchus* (Francia). Crocodylomorfos zifosuquios como *Doratodon* (Austria y España) también son típicos de este intervalo temporal. La mayor abundancia de taxones ocurre durante el Campaniense superior – Maastrichtiense inferior con taxones como *Acynodon* (España, Francia e Italia), *Musturzabalsuchus* (España) y *Allodaposuchidae* (Romania, España y Francia). Algunos relictos no-eusuquios como *Theriosuchus*, taxón típico del Cretácico inferior, tienen su último registro a nivel mundial durante el Maastrichtiense. En el Maastrichtiense terminal, cercano al límite K/Pg, se han registrado dos especies en el Pirineo de Huesca (España), *Arenysuchus gascabadiolorum* y *Allodaposuchus subjuniiperus*, que suponen uno de los últimos registros continentales de Crocodylomorpha en el Cretácico Superior de Europa.

Todo esto contrasta con el registro de crocodylomorfos continentales durante en Paleoceno Inferior en Europa, que es prácticamente nulo. A pesar de haberse realizado exhaustivos muestreos, tan solo se han citado algunos restos fragmentarios en los Pirineos de Cataluña con edad Daniense inferior. En Europa, no es hasta el Paleoceno Superior – Eoceno cuando se observa una recuperación en los crocodylomorfos continentales con la aparición de taxones como *Diplocynodon* o *Asiatosuchus*. Sin embargo, la filogenia y paleobiogeografía relacionada con estos taxones los sitúa más como faunas inmigrantes procedentes Asia o Norteamérica durante el Paleoceno y el Eoceno que como supervivientes europeos a la crisis del K/Pg.

impacto meteorítico en Chicxulub (México).

La razón de supervivencia y éxito de los crocodylomorfos marinos frente a otros reptiles marinos o a sus congéneres continentales podría estar ligada a varios factores ecológicos. El desarrollo de diferentes estrategias de alimentación y diferentes formas de natación y locomoción pudo haber permitido a estos animales adaptarse a una amplia variedad de ambientes, incluyendo medios marinos más profundos, epicontinentales, costeros, estuarinos e incluso ambientes fluviales (Schwarz-Wings, 2014).

Referencias Bibliográficas

Csiki-Sava, Z., Buffetaut, E., Ósi, A., Pereda-Suberbiola, X., Brusatte, S.L. (2015). Island life in the Cretaceous-faunal composition, biogeography, evolution, and extinction of land-living vertebrates on the Late Cretaceous European archipelago. *ZooKeys*, 469, 1–161.

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

Schwarz-Wings, D., 2014. The feeding apparatus of dyrosaurids (Crocodyliformes). *Geological Magazine*, 151, 144–166.

¿QUÉ ANALIZAR PARA CONOCER LA PROCEDENCIA DEL MÁRMOL ESTATUARIO?

Hernando Royo Plumed

1. Institut Català d' Arqueologia Clàssica (Tarragona, España).
2. Área de Petrología y Geoquímica. Dep. Ciencias de la Tierra.
Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza (Zaragoza, España).
hroyo@icac.cat / hernando.royo@gmail.com

La experiencia adquirida, con el análisis de numerosas piezas arqueológicas hispanas, permite proponer una metodología a desarrollar en varias etapas para determinar la cantera de origen de mármoles blancos que forman parte de diferentes programas decorativos romanos.

Antecedentes y objetivo: Los estudios arqueométricos de los mármoles romanos usados para decorar proyectos arquitectónicos son cada vez más numerosos. En Hispania, raro es el yacimiento romano que en mayor o menor cantidad no conserve algún testimonio de la presencia de mármol ya sea monumental o escultórico, de ámbito público o privado (Nogales y Beltrán, 2008; García-Entero, 2012). Este interés por conocer la cantera de procedencia del mármol se apoya en la información valiosa que proporciona no solo de los patrones de las redes comerciales imperiales sino también del uso y distribución de los mármoles locales. La identificación de la cantera de procedencia del mármol utilizado en una pieza arqueológica conlleva un estudio analítico paralelo que puede resultar más o menos complejo. Los mármoles blancos requieren ser analizados siguiendo un protocolo multimétodo e incluso su determinación puede quedar sin resolver a pesar de aplicar diversos métodos analíticos. Se exponen una serie de consideraciones que pretenden servir de aclaración para los distintos especialistas ajenos al más estricto campo analítico y para los que consideran que el hecho de haber analizado una pieza es garantía suficiente para certificar siempre su cantera de procedencia.

Base de datos analíticos de referencia con mármoles de cantera: La fase inicial de estudio parte de la elaboración de una base de datos analíticos de los mármoles de todas las canteras antiguas que puedan ser objeto de muestreo. En el ámbito de aplicación hispano, es necesario contar con muestras tanto hispanas como clásicas. Aunque es verdad que cada investigador aplica las técnicas que le son más accesibles, la mayoría optan por los parámetros establecidos a partir de un grupo común de técnicas -Microscopía Óptica (MO), difracción de rayos X (DRX) y los valores de isótopos estables de C y O- que son la base de caracterización de una gran parte de los mármoles usados en la antigüedad. En un segundo plano, otras técnicas adicionales como la catodoluminiscencia (CL) o la resonancia paramagnética electrónica (EPR) se han aplicado con éxito para caracterizar los mármoles clásicos (Barbin *et al.*, 1992; Attanasio *et al.*, 2006) o pueden ser útiles para discriminar entre variedades hispanas como las del Anticlinal de Estremoz y Almadén de la Plata (Lapuente *et al.*, 2014). A pesar de esta batería de técnicas, hay ejemplos de mármoles en los que es necesario recurrir al complemento de otros análisis para discriminarlos.

Caracterización del mármol arqueológico. Problemas: A la hora de determinar la cantera de procedencia de una pieza arqueológica, el analista cuenta con una serie de dificultades que podrán influir en la interpretación final de los resultados. La comparativa de sus parámetros identificativos con los correspondientes de la base de datos se realiza paso a paso, cotejando cada parámetro aportado por las diferentes técnicas analíticas. Cuanto más amplia es la base de datos más difícil resulta la comparación ya que son comunes los solapamientos de características. Todavía es necesario salvar ciertas dificultades ya que en ocasiones es difícil, si no imposible, que casen los

parámetros de comparación de los mármoles de la pieza y de una cantera en particular. Esto puede deberse a que no se haya muestreado esa cantera, ya sea porque todavía no se ha descubierto o porque dejó de existir tras años de actividad extractiva. Por otra parte, la multiplicidad de bases de datos y la diversidad de analíticas con diferente presentación de resultados dificulta la correlación entre muestras de distintos grupos de investigación. En principio, la aplicación conjunta del primer grupo de técnicas (MO, DRX e isótopos estables) puede ser suficiente para conocer la procedencia del mármol usado en una pieza arqueológica. Gran parte de las variedades del Anticlinal de Estremoz y de otros mármoles de la Zona de Ossa Morena, muestran una variabilidad de tamaño de grano y de texturas, incluso en un mismo bloque de cantera (Lapuente *et al.*, 2014). Esta característica repercute en el estudio del origen común o no, de piezas fragmentadas que supuestamente pudieron formar parte del mismo bloque de mármol (Vidal y García-Entero, en prensa). Los mármoles del Anticlinal de Estremoz (Alto Alentejo) y los de Almadén de la Plata (Sevilla) se localizan en la misma unidad geológica del Macizo Hespérico, la Zona de Ossa Morena, perteneciendo a distintas provincias administrativas romanas. El uso combinado de Almadén de la Plata con el mármol dolomítico de Mijas-Coín detectado en gran parte del Valle del Guadalquivir (Beltrán y Loza, 2008) facilita su discriminación (Antonelli *et al.*, 2014). Por otra parte, aunque ambos tipos de mármol de la Ossa Morena comparten parámetros físicos y composicionales, la combinación adicional de CL e isótopos está resultando ventajosa en su discriminación (Lapuente *et al.*, 2014), implementando el conocimiento sobre la difusión de ambos mármoles.

Conclusiones: Es preciso puntualizar que el análisis del mármol de una pieza arqueológica no siempre garantiza su correcta identificación. Si el mármol es heterogéneo, máxime si lo es a cualquier escala, resulta complicado cotejar sus características con las de las canteras, pudiendo llevar a distintas interpretaciones. En todo caso, aunque la petrografía sea la base inicial de caracterización, hay que evitar realizar las determinaciones con un único método analítico (Lapuente *et al.* en prensa). No cabe duda que el estudio interdisciplinar con una hipótesis arqueológica de partida, basado en la asociación de materiales, cronología, estilismo, iconografía, junto con la distribución geográfica del material local, redundará en una mejor interpretación de los resultados.

Referencias Bibliográficas

Antonelli, F., Lapuente, M.P., Dessandier, D., Kamel, S. (2014) Petrographic characterization and provenance determination of the crystalline marbles used in the Roman city of Banasa (Morocco): New data on the import of Iberian marble in Roman North Africa. *Archaeometry*, doi: 10.1111/arcm.12099.

Attanasio, D., Brillì, M., Ogle, N. (2006). The isotope signature of Classical marbles. *Stud. Archaeol.*, 145, (Roma), 336.

Barbin, V., Ramseyer, K., Décrouez, D., Burns, S.J., Chamay, J., Maier, J.L. (1992) Cathodoluminescence of white marbles: an overview. *Archaeometry*, 34, 175-183.

Beltrán, J. y Loza, M.L. (2008) La explotación romana del mármol de la “Sierra de Mijas” (Málaga). Un estado de la cuestión. T. Nogales Basarrate y J. Beltrán (eds.), *Marmora Hispana: explotación y uso de los materiales pétreos en la Hispania Romana*, Hispania Antigua, Serie Arqueológica, 2 (Roma), 313-337.

García-Entero, V. (ed.) (2012) *El marmor en Hispania. Explotación, uso y difusión en época romana*, (UNED, Madrid), 346.

Lapuente, P., Nogales Basarrate, T., Royo, H., Brillì, M. (2014) White marble sculptures from the National Museum of Roman Art (Mérida, Spain): sources of local and imported marbles. *Eur. J. Mineral.*, 26, 333-354.

Lapuente, P., Álvarez, A., Royo, H. (en prensa) Métodos analíticos en el estudio del mármol estatuario. ¿Es local o importado? XVIII CIAC: Centro y periferia en el Mundo Clásico / Centre and periphery in the ancient world (Mérida).

Nogales Basarrate, T. y Beltrán Fortes, J. (eds.) (2008) *Marmora Hispana: explotación y uso de los materiales pétreos en la Hispania Romana*. Hispania Antigua, Serie Arqueológica, 2, (Roma), 543.

Vidal, S., García-Entero, V. (en prensa). The use of Estremoz marble in Late Antique sculpture of Hispania: New data from the petrographic and cathodoluminescence analyses. *Proceedings X ASMOSIA Conference*, (Rome).



Mármol ornamental (Namibia).

DEFORESTACIÓN Y ACTIVACIÓN GEOMORFOLÓGICA EN EL PISO SUBALPINO PIRENAICO.

Yasmina San Juan Juan José
Calle Invasores del Espacio 22 esc 2 4ªA
ysanjuan@ipe.csic.es

Las montañas de la región mediterránea han registrado grandes cambios en su hidrología, cubierta vegetal y procesos de erosión debido a los diferentes usos del suelo y a las fluctuaciones climáticas, principalmente la Pequeña Edad del Hielo y el reciente calentamiento global. Estos cambios tienen una enorme trascendencia que rebasa el ámbito local o regional, dado que las cabeceras de los ríos mediterráneos se comportan como islas de humedad rodeadas de ambientes más secos.

Por tanto es importante conocer de primera mano los procesos han ocurrido y siguen ocurriendo en estas zonas, por la influencia que pueden llegar a tener en áreas alejadas de ellas. Como hemos visto en numerosas ocasiones (*Sanjuán Y. 2014*), los cambios de usos de suelo de las laderas circundantes a las cabeceras de los ríos influyen de forma decisiva en la morfología de los cauces, aportando sedimento o dejando que el curso principal excave sobre su propio cauce. Uno de los ejemplos característicos que podemos encontrar en el Pirineo aragonés es el del río Ijeuz (Figura 1). Podemos apreciar grandes cambios en la dinámica de este río en un tiempo corto de tiempo. Estos cambios vienen propiciados, por el abandono de campos de cultivos y pastoreo por la zona, apreciándose en la actualidad una importante repoblación, de origen tanto natural como antrópico habiendo disminuido la aportación de sedimentos al cauce.

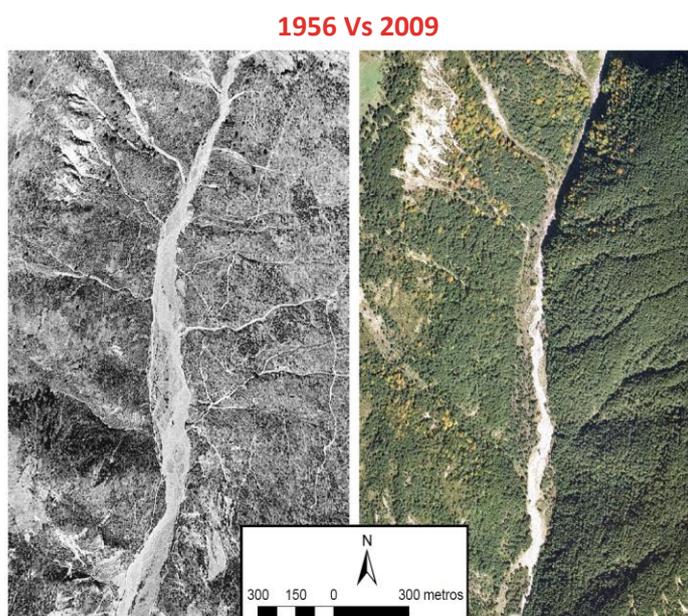


Figura 1: Izquierda.- fotografía aérea de 1956 de la cabecera de río Ijeuz. Derecha: ortofoto de la misma zona en 1956. (*Sanjuán Y. 2014*)

Existen multitud de ejemplos sobre como la erosión de la laderas afecta a otros ambientes distantes de ellas. Sin embargo nuestro caso de estudio se centra en la propia erosión como tal, su origen y las formas a las que ha dado lugar. Para ello se han elegido 3 zonas en el Pirineo Aragonés: la pista de Las Blancas; la divisoria entre los Valles de Aragón y Aisa; y una zona cerca del refugio de Gabardito, en la que hay un pequeño lago glacial colmatado, Plandaniz. El estudio se realiza entre los 1600 y 2200 metros de altura, zona conocida como el piso subalpino. Estamos en el sector del flysch donde también encontramos algunas intercalaciones de rocas calizas.

Esta zona, por su clima, debería estar cubierta en su totalidad por bosque de pino negro (*pinus uncinata*), pero en su lugar encontramos pastos que sirven de alimento al ganado de la zona. Nos podemos preguntar ¿Cuándo ha ocurrido este cambio ¿Cuándo el bosque dejó de ser bosque para

transformarte en pastos? Desde el Instituto Pirenaico de Ecología se han analizado distintas muestras de suelos en los que se han encontrado restos de carbones, resultantes de incendios pasados. Estos análisis arrojan dos momentos clave de quema de bosque: i) el primero hace 2500 años y ii) hace 110-1200 años, época que coinciden con una fuerte presión de ganado trashumante en la zona, lo que evidencia el origen antrópico de estos incendios.

El cambio de bosque a pastos, además de permitir la expansión de la ganadería trashumante, ha tenido grandes consecuencias ambientales. La más importante se centra en la dinámica geomorfológica de las laderas, en las que se han incrementado notablemente tanto la erosión hídrica como los movimientos en masa superficiales. Entre los movimientos en masa que hemos encontrado y muestreado cabe destacar la presencia de:

- Densas redes de drenaje en laderas rectilíneas de trazado de estas redes es relativamente reciente, como lo demuestra la escasa o nula capacidad de integración entre incisiones.
- Deslizamientos superficiales, generalmente cerca de las divisorias, que forman pequeñas cicatrices y lenguas de despegue de pequeño tamaño que habitualmente no llegan a conectar con la red hidrográfica. (Figura 2)
- Terracillas de agua de deshielo (geliflucción), que forman pequeños escalones delimitados por el crecimiento de *Festuca eskia*, una gramínea endémica de los Pirineos y la cordillera Cantábrica, allí donde los deslizamientos y la erosión hídrica han eliminado la mayor parte del suelo.
- Lóbulos de soliflucción, en lugares donde los suelos son más profundos, generalmente en concavidades y pies de vertiente. Antes de la deforestación los lóbulos de soliflucción quedaban restringidos al piso alpino, en ambiente periglaciario, pero la eliminación del bosque extendió su actividad hacia cotas más bajas.



Figura 2: Ejemplo de cicatrices de deslizamiento en el Parque Nacional de Ordesa, demostrando que este proceso se da de forma generalizada en el Pirineo, a partir de los 1600 metros de altitud.

Para el estudio de estas formaciones se han seleccionado 150 repartidas por las 3 zonas de estudio para su muestreo mediante un levantamiento del perfil de suelo. De estas muestras se ha obtenido el contenido en carbono la relación C/N, se ha realizado una clasificación textural, el contenido en materia orgánica y el pH. También se ha relacionado cada muestra con variables como la orientación, altitud y pendiente de la ladera donde se han recogido. Actualmente se está llevando a cabo un análisis del límite líquido y el límite plástico de cada una de las muestras para poder comenzar a realizar un análisis estadístico de la influencia de todas las variables mencionadas en la aparición de estas geoformas.

Igualmente se han recogido muestras de zonas en las que no aparecen estas formaciones y se han realizado los mismos análisis en ellas. De esta forma se podrá determinar que variables tienen mayor peso en la formación de estas acumulaciones de suelo.

A estas variables añadiremos el tiempo de permanencia de la nieve en la zona, mediante el estudio de imágenes del satélite Landsat procesadas con el programa Erdas Imagine.

Una vez tengamos todos los datos, podremos especificar el origen de estas geoformas e intentaremos averiguar su repercusión a largo plazo.

Referencias Bibliográficas

Beguería, S., López-Moreno, J. I., Gómez-Villar, A., Rubio, V., Lana-Renault, N., & García-Ruiz, J. M. (2006). Fluvial adjustments to soil erosion and plant cover changes in the Central Spanish Pyrenees. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 88(3), 177-186.

Montserrat, J. (1992). Evolución glacial y postglacial del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: estudio palinológico. Instituto Pirenaico de Ecología. Zaragoza.

Sanjuán, Y., García-Ruiz, J. M., Beguería, S., López-Moreno, J. I., & Arnáez-Vadillo, J. (2013). Cambios en el piso subalpino de las montañas mediterráneas. *Quercus*, 327, 44-50.

Sanjuán, Y., Gómez-Villar, A., Nadal-Romero, E., Álvarez-Martínez, J., Arnáez, J., Serrano-Muela, M. P., & García-Ruiz, J. M. (2014). Linking land cover changes in the sub-alpine and montane belts to changes in a torrential river. *Land Degradation & Development*.



Discordancia en el río Vero (Huesca).

APLICACIÓN DEL ANÁLISIS DE LA ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (ASM) EN TECTÓNICA SALINA

Pablo Santolaria Otín

Área de Geodinámica Interna. Departamento Ciencias de la Tierra,
 Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza
 psotin@unizar.es

La deformación interna dentro de cuerpos evaporíticos (domos, diapiros, *salt walls*...) emplazados como resultado de la migración vertical de evaporitas se traduce en una serie de meso- a microestructuras que registran los patrones de flujo evaporítico. Por tanto el análisis de la petrofábrica de las rocas relacionadas con el ascenso diapírico contiene las claves para desentrañar los mecanismos de emplazamiento y deformación del cuerpo evaporítico en cuestión. Allí donde la petrofábrica no puede obtenerse directamente a partir del análisis estructural clásico, debido a la ausencia de afloramientos de calidad o el enmascaramiento de la petrofábrica por diversos fenómenos (meteorización, recristalización de yeso secundario...), el análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) supone una herramienta rápida y certera para caracterizar la petrofábrica.

La susceptibilidad magnética es la capacidad de un material a magnetizarse bajo la influencia de un campo magnético y se define en el espacio (elipsoide magnético) por 3 ejes principales de susceptibilidad que definen la fábrica magnética. Dicha fábrica magnética se relaciona con la petrofábrica de los minerales magnéticos contenidos en las rocas y por tanto se puede llegar a establecer una relación entre ambas fábricas.

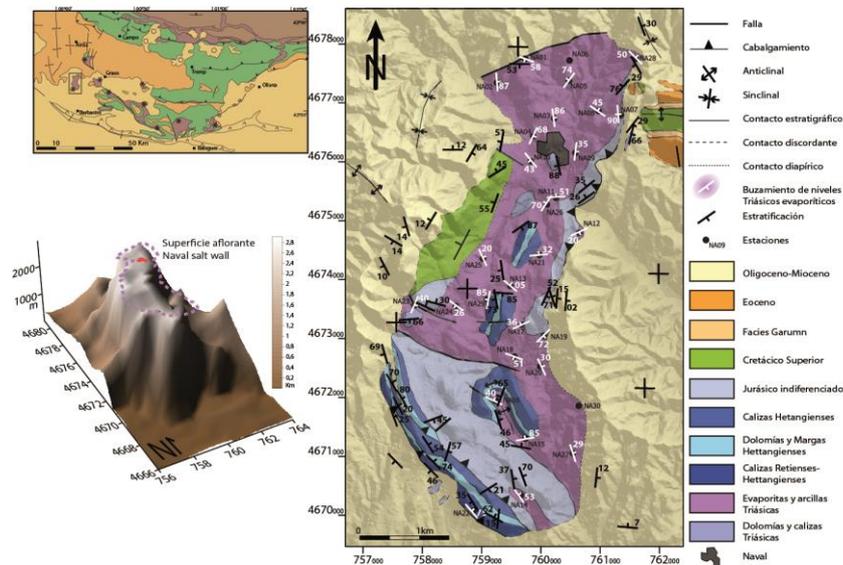


Figura 1. Arriba-izquierda: Cartografía simplificada de la Unidad Surpirenaica Central con la localización (recuadro en negro) del diapiro de Naval. Abajo-izquierda: Vista 3D de la distribución de las evaporitas y arcillas Triásicas en profundidad. Derecha: Cartografía del diapiro de Naval.

En

este

estudio hemos aplicado el análisis de la ASM al diapiro de Naval, un *salt wall* que pertenece a una serie de diapiros que aparecen en la terminación occidental de la Unidad Surpirenaica Central (USPC, fig. 1) y que se emplazaron durante el Eoceno Medio y el Mioceno, en los últimos estadios de la orogenia Pirenaica. Si bien su geometría está definida (Fig. 1) y su emplazamiento a nivel regional acotado, la deformación interna y los patrones de flujo evaporítico se desconocen. Se ha llevado a cabo un muestreo, lo más regular posible, de la unidad evaporítica migrada, las arcillas y evaporitas del Triásico medio y superior, a lo largo de toda la superficie del diapiro. Se ha obtenido el elipsoide magnético en 30 estaciones (Fig. 1) en base a 286 muestras así como la mineralogía magnética gracias a la realización de curvas de susceptibilidad-temperatura. Paralelamente se ha analizado la orientación de la petrofábrica en varios especímenes de control, tanto en los especímenes como en láminas delgadas, para confirmar que la fábrica magnética refleja la petrofábrica. Todo ello con el objetivo de corroborar, por un lado, la aplicabilidad de esta técnica en el estudio de estructuras evaporíticas y por otro, analizar aspectos cinemáticas del diapiro de Naval.

Los resultados indican que la foliación magnética, definida por los ejes de susceptibilidad máximo e intermedio, es paralela a la foliación tectónica en la mayoría de los casos y que la lineación magnética, definida por el eje de susceptibilidad máximo, es paralela a la dirección de transporte y de cizalla y, por tanto, de flujo evaporítico. La foliación y la lineación magnética son aproximadamente subhorizontales (Fig. 2), buzando entre 0 y 30°, con pocas excepciones. Los elipsoides magnéticos son oblatos predominando la foliación (F) sobre la lineación (L). Si comparamos estos resultados con los obtenidos en ejemplos naturales (Zak y Freund, 1980; Schorn y Neubauer, 2014), modelos analógicos de diapiros columnares (Kratinová *et al.*, 2006) y modelos teóricos (Talbot y Jackson, 1987), podemos afirmar que la ASM registró la deformación interna relacionada con el flujo evaporítico en el techo de una estructura en *salt wall*. Sin embargo, la orientación tanto de la foliación como de la lineación y la geometría de sus trayectorias (Fig. 2) presentan ciertas variaciones con respecto al modelo teórico. El patrón concéntrico, con centro hacia el oeste del diapiro, que presentan las trayectorias de la foliación magnética apunta a una distorsión del flujo evaporítico o de la petrofábrica con carácter externo durante el emplazamiento del diapiro de Naval probablemente relacionado con los últimos estadios de deformación en el Pirineo. Algo similar ocurre con la lineación, si bien es su gran mayoría presentan una orientación centrifuga con respecto al diapiro, compatible con el emplazamiento de un *salt wall*, algunas estaciones “anómalas”, dada su orientación N120E, parecen registrar la compresión Pirenaica.

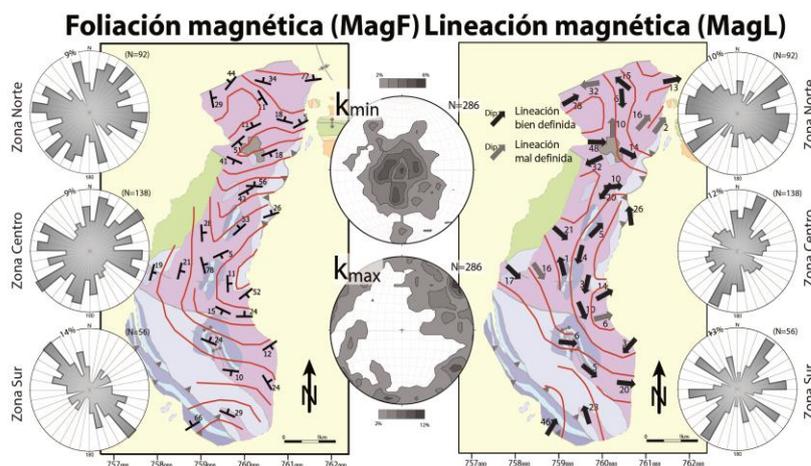


Figura 2. Izquierda: Foliación magnética, sus trayectorias y diagramas de rosas. Centro: Distribución estadística de Kmax (lineación) y Kmin (polos de la foliación). Derecha: Lineación magnética, sus trayectorias y diagramas de rosas.

En conclusión, queda probado que el análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética es una herramienta útil y eficiente a la hora de caracterizar la petrofábrica de cuerpos evaporíticos y las consecuencias que de ello se derivan en términos de cinemática y mecanismos de emplazamiento y flujo evaporítico. Si bien un conocimiento previo de la geometría del diapiro así como la relación de este con su contexto regional es necesario, al igual que lo es establecer la relación entre la petrofábrica y la fábrica magnética en ciertos puntos de control que justifiquen la extrapolación de esta última.

Referencias Bibliográficas

Kratinová, Z., Závada, P., Hrouda, F. y Schulmann, K., 2006. Non-scaled analogue modelling of AMS development during viscous flow: a simulation on diapir-like structures, *Tectonophysics*, 418, 51–61.

Schorn, A., y Neubauer, F., 2014. The structure of the Hallstatt evaporite body (Northern Calcareous Alps, Austria): Compressive diapir superposed by strike-slip shear?, *Journal of Structural Geology*, 60, 70-84.

Talbot, C.J. y Jackson, M.P.A., 1987. Internal kinematics of salt diapirs. *AAPG Bulletin*, 71, 1068-1093.

Zak, I., y Freund, R., 1980. Strain measurements in eastern marginal shear zone of Mount Sedom salt diapir, Israel, *AAPG Bulletin*, 64, 568-581.

FACIES Y SECUENCIAS DE LA PLATAFORMA CARBONATADA SOMERA SINEMURIENSE EN MALLORCA

Ana Sevillano Matilla

IGME-Palma de Mallorca
C/ Felicià Fuster, 7. C.P. 07006 Palma de Mallorca
a.sevillano@igme.es

INTRODUCCIÓN

En este trabajo se presentan los resultados preliminares del análisis de facies y secuencias de las calizas de plataforma carbonatada somera de edad Sinemuriense en la Isla de Mallorca, correspondientes al Mb. Es Barraca en su localidad tipo, donde muestra 207 m de potencia (Barnolas y Simó, 1984; Alvaro *et al.*, 1989). Los datos obtenidos se basan en el análisis en campo capa a capa y en el análisis petrográfico de 38 láminas delgadas.

ANÁLISIS DE FACIES

Se han reconocido 9 tipos de facies sedimentarias (A a I) agrupadas en cinco asociaciones de facies representativas de los dominios supramareal (facies A), intermareal (facies B), submareal somero interno de baja energía (facies C), submareal somero de alta energía (facies D a G) y submareal somero abierto de baja energía (facies H e I).

La facies A corresponde a *mudstones* con laminación algal crenulada con *tepees*, porosidad fenestral y, en ocasiones, brechas de cantos negros. Aparece en niveles de potencia variable (1 a 10 m) y predomina en la parte inferior de la serie.

La facies B está representada por *mudstones* con laminación algal plano-paralela estratificados en niveles métricos (1 a 6 m), sin estructuras sedimentarias indicativas de exposición subaérea.

La facies C corresponde a *mudstones* puros estratificados en niveles decimétricos a métricos, a veces en tramos con estratificación masiva. Aparece asociada a las facies laminadas A y B y predomina en la parte inferior de la serie.

Las facies D, E, F y G son facies granosostenidas (*packstones-grainstones*) estratificadas en niveles decimétricos a métricos, con ocasional estratificación cruzada, que predominan en la parte media y superior de la serie. En la facies D predominan los fragmentos bioclásticos diversos y heterométricos, junto con peloides y/o ooides como componentes accesorios. La facies E está formada por ooides y/o peloides, con ooides incipientes de láminas micríticas. En la facies F predominan los granos no esqueléticos de grano grueso (intraclastos redondeados de algunos milímetros de diámetro de facies variadas fangosas, peloidales y oolíticas, junto con peloides y/o ooides). La facies G corresponde a calcarenitas con intraclastos, peloides y/o ooides, y granos de cuarzo tamaño arena.

Las facies H e I predominan en la parte media y superior de la serie. Son *wackestones-packstones* bioclásticos (H) y *mudstones* bioturbados con bioclastos (I).

ANÁLISIS SECUENCIAL

La diferenciación de secuencias ha permitido reconocer tres órdenes de secuencias en función de su potencia: de alto orden (potencia de ~1 m a <10 m), de medio orden (~10 m a ~20 m) y de bajo orden (~30 m a ~80 m).

Se han reconocido 4 secuencias de bajo orden, puntuadas por secuencias de medio orden. La

secuencia 1 es somerizante desde facies submareales fangosas internas (C) y submareales granosostenidas de ooides y peloides (D), a facies inter- y supramareales con laminación algal (A y B). Esta secuencia está puntuada a su vez por cuatro secuencias de medio orden, con una evolución de facies somerizante similar. El límite entre las secuencias 1 y 2 representa una profundización relativa marcada por el paso brusco de facies supramareales, a facies submareales de alta energía. La secuencia 2 es somerizante pero incompleta, ya que se da el paso de facies submareales granosostenidas de alta energía (D) a facies submareales fangosas internas (C), sin alcanzar los dominios inter- y supramareales. No se han podido reconocer secuencias de orden medio en esta secuencia 2.

La secuencia 3, también somerizante, está dominada por facies fangosas abiertas con bioclastos (I y H) que hacia techo pasan a facies granosostenidas de alta energía predominantemente de grano grueso (D a F), y finalmente a facies fangosas submareales internas y laminadas intermareales (C y B). El límite entre las secuencias 2 y 3 correspondería a una profundización relativa marcada por el paso de facies fangosas internas (C) en la secuencia 2, a fangosas abiertas (I) en la secuencia 3. En la secuencia 3 se han definido 5 secuencias de orden medio somerizantes.

El límite entre las secuencias 3 y 4 supone una profundización relativa neta, marcada por el paso de facies intermareales a fangos submareales abiertos. La secuencia 4 está dominada por facies fangosas abiertas (H e I) y granosostenidas de alta energía, con evidencias de aportes terrígenos (facies G). Incluye al menos dos secuencias de medio orden, granocrecientes y somerizantes.

Respecto a las secuencia de alto orden, el criterio utilizado para su delimitación ha sido la identificación de superficies de estratificación netas, asociadas a superficies de erosión, exposición subaérea u omisión (e.g. Bosence *et al.*, 2009). Se han reconocido tres tipos de secuencias de alto orden, en función del tipo de facies que contienen: submareales (con tendencia de facies agradante, granocreciente o granodecreciente); inter- o supramareales (abarcando una única facies agradante, bien intermareal, bien supramareal); y perimareales (somerizantes de facies sub- a intermareales, o bien inter- a supramareales). Ninguna de las secuencias de alto orden reconocidas es una secuencia completa somerizante *sensu* James (1984). No obstante, a partir de las secuencias reales, se pueden proponer dos tipos de secuencias somerizantes ideales: secuencia de facies D/E/C pasando a facies laminadas B y A, para las secuencias de bajo orden 1 y 2; y secuencia de fangos abiertos (facies H e I) y facies granosostenidas de grano grueso (facies F y G), pasando a facies laminadas B y A, para la secuencia 3.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los datos obtenidos del análisis sedimentológico y secuencial en las calizas de plataforma del Mb. Es Barraca (Sinemuriense) conllevan una serie de implicaciones en cuanto la evolución sedimentaria:

1) Las secuencias de bajo orden reflejan a largo término la progresiva apertura de la plataforma estudiada (de las secuencias de bajo orden 1-2 en facies más internas, a las secuencias 3-4, en facies más abiertas), lo que es coherente con el contexto transgresivo de más largo término del Jurásico Inferior. Teniendo en cuenta la duración temporal, las secuencias de bajo orden podrían corresponder a secuencias de tercer orden, mientras que las de medio orden estarían en el rango de duración de los ciclos de excentricidad de rango largo.

2) Las secuencias de alto orden tienen una duración próxima a la de los ciclos de oblicuidad o precesión. Se han establecido dos tipos de secuencias ideales de alto orden que abarcarían todos los términos de la secuencia somerizante de James (1984). El origen de estas secuencias se ha relacionado tanto con factores alocíclicos (cambios eustáticos debidos a ciclos orbitales de alta frecuencia, o pulsos tectónicos) como a factores autocíclicos, por lo que *a priori* tendrán menor potencial de correlación con los presentes en otras series.

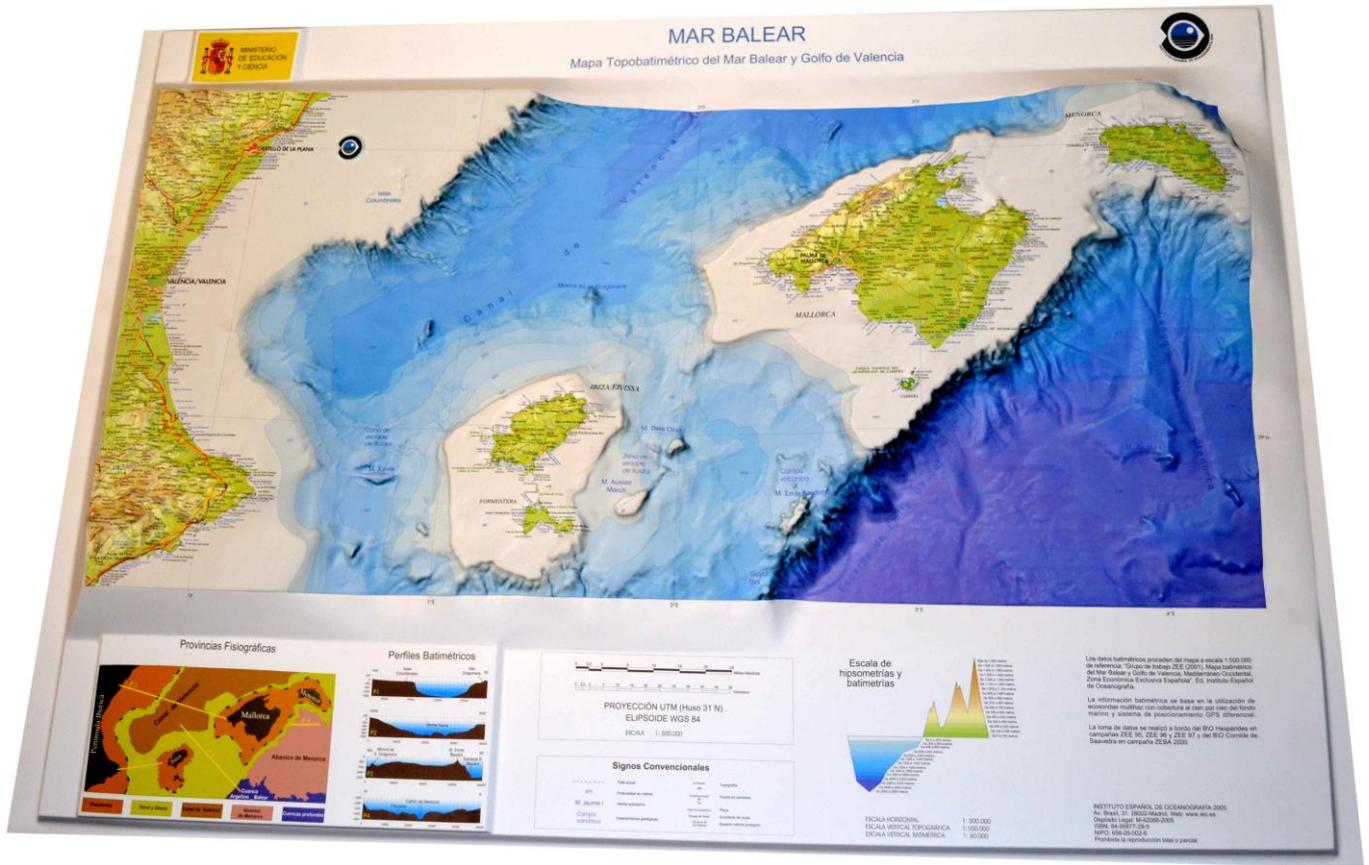
Referencias Bibliográficas

Alvaro, M., Barnolas, A., Cabra, P., Comas-Rengifo, M.J., Fernández-López S.R., Goy, A., Del Olmo, P., Ramírez del Pozo, J., Simó, A., y Ureta, S. (1989). Cuadernos de Geología Ibérica, 13, 67–120.

Barnolas, A. y Simó, A. (1984). En: Sedimentología del Jurásico de Mallorca, (A. Barnolas, Ed), 263p.

Bosence, D.W.J., Procter, E., Aurell, M., Bel Kahla, A., Boudagher-Fadel, M., Casaglia, F., Cirilli, S., Mehdie, M., Nieto, L., Rey, J., Scherreiks, R., Soussi, M. and Waltham, D. (2009). Journal of Sedimentary Research, 79, 389–415.

James, N.P. (1984). In: Facies Models (Ed. R.G. Walker), Geol. Assoc. Can., 4, 213–228.



Plataforma continental de las Islas Baleares.

LOS MARES TROPICALES DE LA CUENCA DE JACA: INFERENCIAS PALEOAMBIENTALES Y PALEOECOLÓGICAS EN LA FM. GUARA.

Roi Silva Casal

Área de Estratigrafía. Departamento de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza
rsilva@unizar.es

En los últimos años se han realizado avances significativos en el conocimiento de la Fm. Guara en los afloramientos del sector central y occidental de las Sierras Exteriores, sobre todo en lo que se refiere a los paleoambientes marinos que dieron lugar a esta unidad carbonatada. Desde el punto de vista estratigráfico-sedimentológico, las investigaciones se han concentrado en el reconocimiento de los distintos componentes que conforman la fábrica de carbonatos, como herramienta en el análisis de los ambientes de sedimentación. En el caso de la Fm. Guara ello requiere de cierto grado de especialización, para, por ejemplo, reconocer distintos grupos de organismos productores de carbonato, caso de los macroforaminíferos, así como de determinados tipos de algas calcáreas. A continuación, explicaremos la importancia de estos organismos en el estudio de la Fm. Guara, y cómo los cambios en la fábrica de carbonatos evidencian un cambio en las condiciones paleoambientales a nivel regional.

Durante el intervalo estudiado a lo largo de este trabajo (Eoceno medio, Luteciense), extensas rampas carbonatadas ocupaban el margen pasivo de la cuenca de antepaís de Jaca. Al inicio del depósito de la unidad Guara Superior, los fondos arenosos ocupados por macroforaminíferos porcelanaceos (*Alveolina*, *Orbitolites*, *Idalina*) típicos de una rampa interna oligotrófica, fueron cubiertos por densas praderas de fanerógamas marinas, similares a las que actualmente podemos encontrar en zonas someras de mares templados, como las praderas de *Posidonia oceanica* del mar Mediterráneo (Silva-Casal et al. 2014). Los macroforaminíferos con algas simbiotes (como *Alveolina* y *Orbitolites*) fueron reemplazados por foraminíferos heterótrofos epifíticos que habitaban estas praderas, pasando de una asociación *photozoan*, a una *heterozoan*. Los principales componentes de esta asociación *heterozoan* son foraminíferos acervulínidos (*Acervulina*, *Solenomeris*), otros foraminíferos como *Fabiania*, *Gyroidinella*, *Rotalia*, *Ankarella*, briozoos, equínidos, gasterópodos, bivalvos (entre los que son frecuentes los ostreidos) y algas calcáreas, entre las que podemos encontrar dasicladales y *Halimeda*, y algas coralinas, en su variedades no geniculadas (incrustantes) y geniculadas (fig. 1). Estas últimas fueron uno de los principales productores de partículas carbonatadas de tamaño arena, no solo en forma de restos esqueléticos, sino también en forma de peloides a partir de la micritización de fragmentos de sus intergenículas, que se disgregan fácilmente al descomponerse las genículas (tejidos blandos que unen las intergenículas). En cuanto a las características sedimentológicas de la asociación de facies que componen esta fábrica de carbonatos, en general, muestran texturas granosostenidas (tanto *packstone* como *grainstone*), con granoselecciones pobres, compuestas tanto por restos esqueléticos completos como pequeños bioclastos.



Figura 1. Izquierda: Algas coralinas geniculadas actuales sobre una hoja de fanerógama marina (fotografía de Julian Finn / Museum Victoria). Superior e inferior derecha: Algas coralinas geniculadas con una fosilización excepcional, con varias intergeniculas unidas por las geniculas (fotografías de Roi Silva Casal).

La abundancia de fragmentos de algas coralinas geniculadas en las facies estudiadas es una cuestión interesante, dado que este tipo de algas necesitan un sustrato duro o firme para la fijación de su rizoide (Johansen, 1981). Este tipo de algas son habituales en costas rocosas y en arrecifes, subambientes que no han sido identificados en nuestro estudio. Sin embargo, algunas de estas algas coralinas están adaptadas a un modo de vida epifítico (Johansen, 1981), adheridas a las hojas de las fanerógamas marinas (fig. 1). En las facies estudiadas, por lo tanto, la hipótesis más plausible es que las rodofitas geniculadas estuvieran fijadas sobre las hojas de las fanerógamas marinas. Además, estas rodofitas tienen unos requerimientos ecológicos de alta energía y luminosidad, desarrollándose preferentemente a menos de 10 m de profundidad (Wray, 1977). Por lo tanto, las fanerógamas sobre las que se desarrollaron se encontraban en un medio agitado, por encima del nivel de oleaje de buen tiempo. Se trata, en definitiva, de un indicador paleoecológico interesante, que podría ser utilizado para inferir la presencia de este tipo de ambientes vegetados en el registro geológico, inédito en estudios paleoecológicos y de análisis de facies, si bien la afinidad epifítica e incrustante de las algas coralinas geniculadas se encuentra recogida en trabajos específicos sobre botánica algal (Johansen, 1981).

El cambio ecológico de una asociación *photozoan* a *heterozoan* observado en este trabajo, probablemente estuvo asociado a un enriquecimiento de las aguas en nutrientes provocado por la progradación del complejo deltaico del Sobrarbe (Dreyer et al. 1999). La coincidencia en el tiempo entre ambos hechos parece apoyar esta hipótesis, si bien no pueden ser descartados otros mecanismos, relacionados, por ejemplo, con cambios climáticos.

Referencias Bibliográficas

Dreyer, T., Corregidor, J., Arbues, P., & Puigdefabregas, C. (1999). Architecture of the tectonically influenced Sobrarbe deltaic complex in the Ainsa Basin, northern Spain. *Sedimentary Geology*, 127(3-4), 127–169.

Johansen, H. W. (1981). *Coralline Algae, a First Synthesis*. Boca Ratón, Florida. CRC Press, 239.

Silva-Casal, R., Aurell, M., Payros, A., & Serra-Kiel, J. (2014). Praderas de fanerógamas habitadas por foraminíferos acervulínidos: la Formación Guara en las Sierras Exteriores Occidentales. In G. Arreguín Rodríguez, J. Colmenar Lallena, E. Diaz Berenguer, J. Galán García, A. Legarda Lisarri, J. Parrilla Bel, E. Puertolas Pascual, R. Silva Casal (Eds.), *New Insights of ancient life* (pp. 190–193). Boltaña, Huesca: Prensas Universitarias de Zaragoza.

Wray, J. L. (1977). *Calcareous Algae*. Amsterdam: Elsevier, 185.

NEW CRANIAL REMAINS OF ORNITHOCHEIRIDAE (PTEROSAURIA, PTERODACTYLOIDEA) FROM THE IBERIAN BARREMIAN (EARLY CRETACEOUS)

José Antonio Ulloa Rivas

Grupo Aragosaurus-IUCA, Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, Calle Pedro Cerbuna, 12, 50009, Zaragoza (Spain).
ulloa@unizar.es

Introduction

Pterosaurian direct fossil record from the Lower Cretaceous is scarce and fragmentary in Iberia. Most of the known specimens consist of isolated teeth and fragmentary postcranial bones. Only a few specimens are more complete. An important part of the published fossils are too fragmentary to be classified with accuracy, so they are generally identified as Pterosauria indet. or Pterodactyloidea indet. (Fuentes-Vidarte & Meijide-Calvo 2010, Holgado *et al.* 2011, Pereda-Suberbiola *et al.* 2012, Vullo *et al.* 2012). In recent years, two new taxa have been described from the most complete specimens discovered in Spain. The first taxon, *Prejanopterus curvirostris*, has been described from teeth, cranial and postcranial bones. This specimen was discovered in the Aptian Fuente Amarga Fossil Site in Préjano, La Rioja (Fuentes-Vidarte & Meijide-Calvo 2010, Pereda-Suberbiola *et al.* 2012). The second specimen has been named *Europejara olcadesorum*. It has been described from cranial remains recovered in the upper Barremian Las Hoyas Fossil Site in Cuenca (Vullo *et al.* 2012).

An incomplete pterosaurian skull is reported here, which consists of part of the premaxilla, maxilla, palatine and several teeth. This specimen was discovered by the amateur paleontologist Javier Andreu in Obón (Teruel Province, Spain) at the end of the eighties. It was inside a free limestone block that was separated of its strata. The corresponding fossil site was named Quiñones, but it was not identified because the limestone block that contained the new specimen was separated from its original stratum since it had been used to separate farm lands. This specimen is housed in Museo de Ciencias Naturales of Universidad de Zaragoza (Zaragoza, Spain) with the number MPZ-2014/1. It is the first discovery of cranial remains of Ornithocheiridae from the early Cretaceous in the Teruel Province and the second discovery of this type in Iberia (Company 2007). The aim of this work is the study of MPZ-2014/1 as a novel contribution to understand the Iberian pterosaur diversity during early Cretaceous.

Results and discussion

Location: Quiñones Fossil Site, which is located about 1 km West of Obón, Teruel Province, Spain (40°54'13.55"N - 0°43'51.39"O, 820 m) and is included inside Calizas de Morenillo Member of Margas y Calizas de Blesa Formation (Oliete subbasin, Iberian Basin) (Soria de Miguel 1997). This fossil site corresponds to bioclastic limestones that were deposited in littoral lacustrine environments during early Barremian (early Cretaceous) which were affected by storms that introduced marine material in the littoral facies.

Description and comparison: MPZ-2014/1 is the anterior end of a pterosaurian skull which consists of the anterior end of the premaxilla, maxilla and palatine and one fragment of the right upper teeth 4, 5 and 7 and of the left upper tooth 8 (figure 1, A). It is 198 mm long approximately. MPZ-2014/1 is well preserved, because its three-dimensional shape is nearly intact although it is slightly flattened on both sides. MPZ-2014/1 has several key characters, highlighting the anterior palate elevation, in this case around 45°. This character relates MPZ-2014/1 with ornithocheirids such as *Caulkicephalus trimicrodon* (Steel *et al.* 2005), and separates it from other ornithocheirids that

do not have anterior palate elevation such as *Ornithocheirus simus* (Owen 1861). MPZ-2014/1 also displays several exclusive characters (that are being discussed) which have not been found in other ornithocheirids, highlighting the premaxillary crest superficial ornamentation and the two dorsal premaxillary holes (figure 1, B). These holes had never been found in other pterosaurs and might be the bony holes associated to the secretion pores of a possible salt gland. If this hypothesis is true, these holes will be the first evidence of this gland type in Pterosauria.

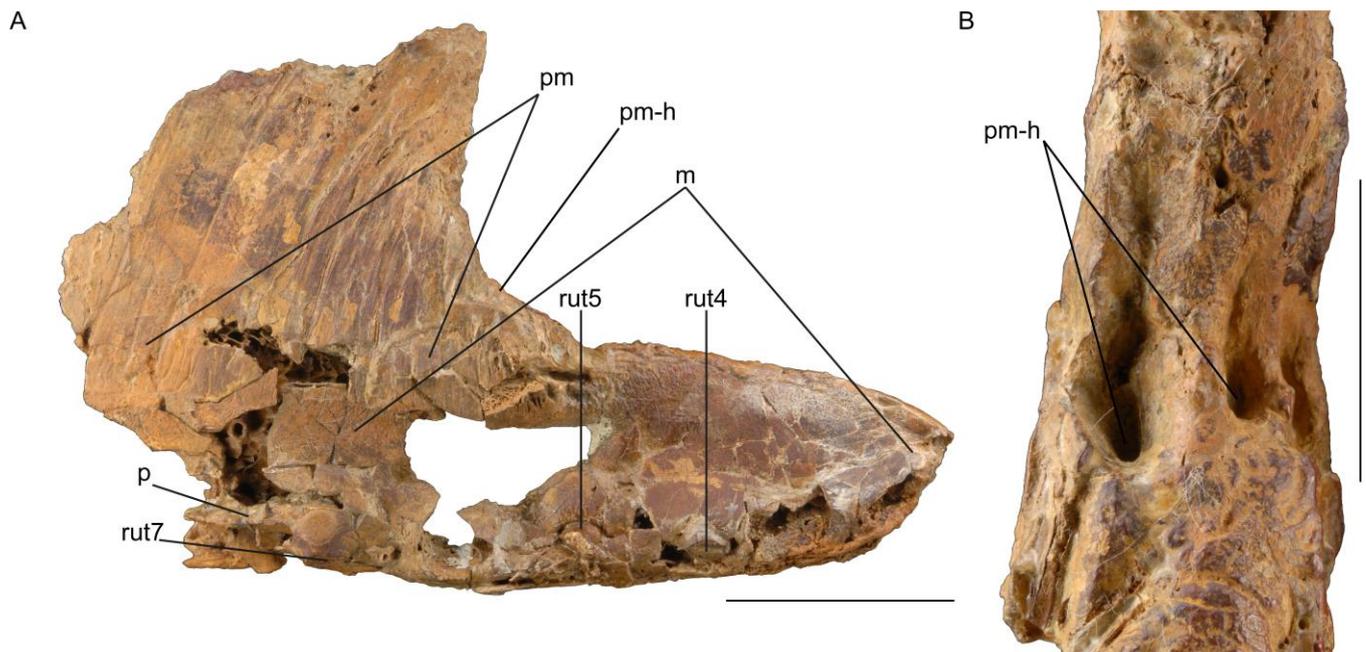


Figure 1. MPZ-2014/1 photographs in right lateral view (A) and in frontal view with premaxillary holes in detail (B). Abbreviations: *m*, maxilla, *p*, palatine, *pm*, premaxilla, *pm-h*, premaxillary holes, *rut4*, 5, 7, right upper tooth 4, 5, 7. Scale bars: 50 mm (A) and 20 mm (B).

Conclusions

MPZ-2014/1 is the second Ornithocheiridae specimen (Pterosauria, Pterodactyloidea) with bony cranial remains discovered in the Iberian Peninsula. This specimen is characterized by a unique combination of characters, which means that MPZ-2014/1 is possibly a member of a new pterosaurian genus and species.

Acknowledgments

This research was financed by Gobierno de España with a grant of Programa de Formación de Profesorado Universitario given to José Antonio Ulloa Rivas, and by Gobierno de Aragón with a grant of Programa Grupos Consolidados given to Grupo Aragosaurus-IUCA.

References

- Company, J. 2007. First record of toothed pterosaurs (Pterodactyloidea, Ornithocheiridae) from Albian deposits of the Iberian Peninsula (Utrillas Formation, Southeastern Iberian Range, Spain). In: *Flugsaurier. The Wellnhofer pterosaur meeting*. Bavarian State Collection for Palaeontology, Munich. 11-12.
- Fuentes Vidarte, C. & Meijide Calvo, M. 2010. Un nuevo pterosaurio (Pterodactyloidea) en el Cretácico Inferior de La Rioja (España). *Boletín Geológico y Minero* 121: 311-328.
- Holgado, B., Martínez-Pérez, C. & Ruiz-Omeñaca, J.I. 2011. Revisión actualizada del registro fósil de Pterosauria en la Península Ibérica. In: Pérez-García, A., Gascó, F., Gasulla, J.M. & Escaso, F. (eds). *Viajando a Mundos Pretéritos*. Ayuntamiento de Morella, Morella, Castellón. 183-194.
- Owen, R. 1861. *Monograph on the fossil Reptilia of the Cretaceous formations. Supplement no. III*. Palaeontographical Society, London, 25 pp.
- Pereda-Suberbiola, X., Knoll, F., Ruiz-Omeñaca, J.I., Company, J. & Torcida Fernández-Baldor, F. 2012. Reassessment of *Prejanopterus curvirostris*, a basal pterodactyloid pterosaur from the Early Cretaceous of Spain. *Acta Geologica Sinica* 86: 1389-1401.
- Soria de Miguel, A.R. 1997. *La sedimentación en las cuencas marginales del surco ibérico durante el Cretácico Inferior y su control estructural*. Ph.D. Thesis, Universidad de Zaragoza, 382 pp.
- Steel, L., Martill, D.M., Unwin, D.M. & Winch, J.D. 2005. A new pterodactyloid pterosaur from the Wessex Formation (Lower Cretaceous) of the Isle of Wight, England. *Cretaceous Research* 26: 686-698.
- Vullo, R., Marugán-Lobón, J., Kellner, A.W.A., Buscalioni, A.D., Gómez, B., de la Fuente, M. & Moratalla, J.J. 2012. A new crested pterosaur from the early Cretaceous of Spain: The first European tapejarid (Pterodactyloidea: Azhdarchoidea). *PlosOne* 7: 1-12.

EL MIEMBRO RICLA: GEOMETRÍAS Y HETEROGENEIDADES DE UN DEPÓSITO GRANOSOSTENIDO CARBONATADO-SILICLÁSTICO.

Jorge Val Muñoz

Área de Estratigrafía. Departamento de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza
jorgevalmunoz@gmail.com

Las condiciones climáticas cálidas que dominaron el Jurásico Superior fueron responsables de un elevado nivel del mar, causando la aparición de mares epicontinentales someros en Europa Occidental. En aquellas áreas continentales con bajo relieve y escasa topografía ocupadas por el mar, se favoreció el desarrollo de plataformas carbonatadas de tipo rampa, conectando los dominios someros y profundos mediante una superficie deposicional sin ruptura de pendiente.

Los afloramientos Kimmeridgienses (Jurásico Superior) de Ricla (Cordillera Ibérica, NE Iberia) exponen las áreas someras de una plataforma somera mixta carbonatada-siliciclástica (i.e. oolítica) en diferentes secciones paralelas o perpendiculares a la pendiente deposicional. Sus excepcionales características de exposición y continuidad lateral lo convierten en un interesante punto de estudio para comprender la transición entre los ambientes energéticos de rampa interna y los relativamente más profundos y tranquilos de la rampa media.

Este trabajo se centra en el estudio del Miembro Ricla, perteneciente a la Formación Loriguilla, y que representa los depósitos de alta energía pertenecientes a un complejo de bajíos arenosos oolíticos-siliciclásticos desarrollados en la zona de rampa interna.

Los objetivos perseguidos son 3: (1) conseguir una precisa reconstrucción de las facies de este complejo de bajíos arenosos oolíticos-siliciclásticos y de sus heterogeneidades y geometrías, en un área de 7 x 1 km (sentido de migración x dirección); (2) comprender cómo estas facies se relacionan y distribuyen a lo largo del cuerpo sedimentario; y (3) completar y mejorar el conocimiento de los procesos sedimentarios en el sector noroccidental de la Cuenca Ibérica durante el Kimmeridgiense Superior.

Las distintas litofacies, cuerpos sedimentarios y superficies maestras de estratificación han sido cartografiados y delimitados con precisión mediante la utilización de mosaicos fotográficos continuos de alta resolución en varios afloramientos panorámicos seleccionados (Fig. 1). Las medidas de paleocorrientes, caracterizando las variaciones laterales y en la vertical de la tendencia migratoria de los bedforms, y la realización de perfiles y análisis de muestras para una detallada reconstrucción de las litofacies han completado los datos obtenidos.



Fig. 1. Vista aérea de los afloramientos Kimmeridgienses de Ricla y situación espacial de las panorámicas estudiadas.

El Miembro Ricla consta de un espesor de 22 m en su área más proximal, ubicada al norte, y se acuña hacia el sur, disminuyendo hasta un espesor de 5 m en los dominios distales. Este miembro separa los tramos inferior y superior de la Formación Loriguilla, en la cual se incluye. Se compone en su base por areniscas y capas microconglomeráticas con morfologías canaliformes, a las que les sigue una sucesión de calizas mixtas oolíticas-siliciclásticas con estratificación cruzada a gran escala.

Los depósitos cruzados a gran escala (sets 1-3 m de potencia) y cruzados a menor escala (sets < 1 m de potencia), constituyen el mayor volumen de este cuerpo sedimentario. A pesar de la aparente homogeneidad litológica del sedimento granosostenido que conforma el Miembro Ricla, se han reconocido varias facies en función de las distintas estructuras dominantes de estratificación cruzada, que se disponen en un modelo de arquitectura sedimentaria rápidamente progradante (Fig. 2). La unidad registra en las localidades más proximales dos secuencias somerizantes que se encuentran separadas por medio de una capa micrítica.

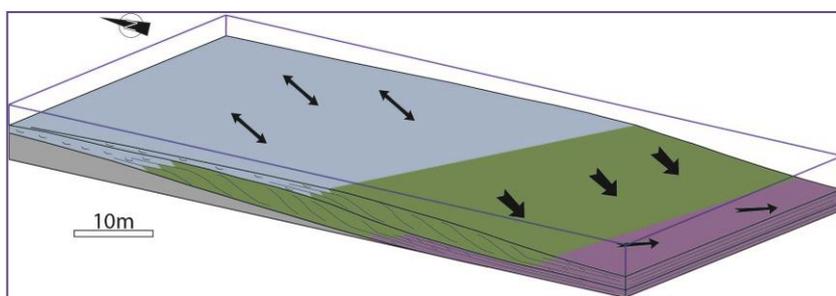


Fig. 2. Modelo de distribución y orientación de las paleocorrientes a lo largo de cada bedform individual.

El patrón de crecimiento de los cuerpos cruzados que componen el Miembro Ricla registra una misma distribución interna en sus medidas de paleocorrientes, que se va repitiendo en los distintos cuerpos apilados. La orientación general sureste-suroeste de las paleocorrientes indica la migración de la unidad hacia los dominios de offshore a lo largo de la pendiente de la rampa, controlada por corrientes unidireccionales de retorno inducidas por tormentas. La facies con estratificación cruzada a gran escala muestra una tendencia suroeste, mientras que la facies con estratificación de menor escala, más distal, registra una dirección sureste. Este giro en las medidas de paleocorrientes indica el cambio en la tendencia de migración debido a un desvío en la corriente de retorno conforme las condiciones energéticas disminuyen, quizá determinado por la influencia de una corriente de longshore o un giro geostrofico. La parte superior y más proximal de los cuerpos cruzados muestra ripples de oscilación y medidas de paleocorrientes más dispersas, indicando la contribución de corrientes de inshore y/o longshore en las áreas más someras del complejo de bajíos arenosos oolíticos-siliciclásticos, produciendo un retrabajamiento del sedimento en dicho dominio.

Por su parte, las facies más distales de la secuencia superior muestran un cambio gradual de los depósitos granosostenidos del bajío hacia los fangos carbonatados y margas que se acumulan en los dominios profundos.

Referencias Bibliográficas

Allen, J.R.L. (1980). *Sand waves: a model of origin and sedimentary structures*. Marine Geol., 26: 281-328.

Alnazghah, M.H.; Bádenas, B., Pomar, L., Aurell, M. y Morsilli, M. (2013). *Facies heterogeneity at interwell-scale in a carbonate ramp, Upper Jurassic, NE Spain*. Marine. Petrol. Geol., 44: 140-163.

Bádenas, B. y Aurell, M. (2001). *Proximal-distal facies relationship and sedimentary processes in a storm dominated carbonate ramp (Kimmeridgian, northwest of the Iberian Ranges, Spain)*. Sedim. Geol., 139: 319-342.

Dalrymple, R.W. (1984). *Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy*. Sedimentology, 31: 365-382.

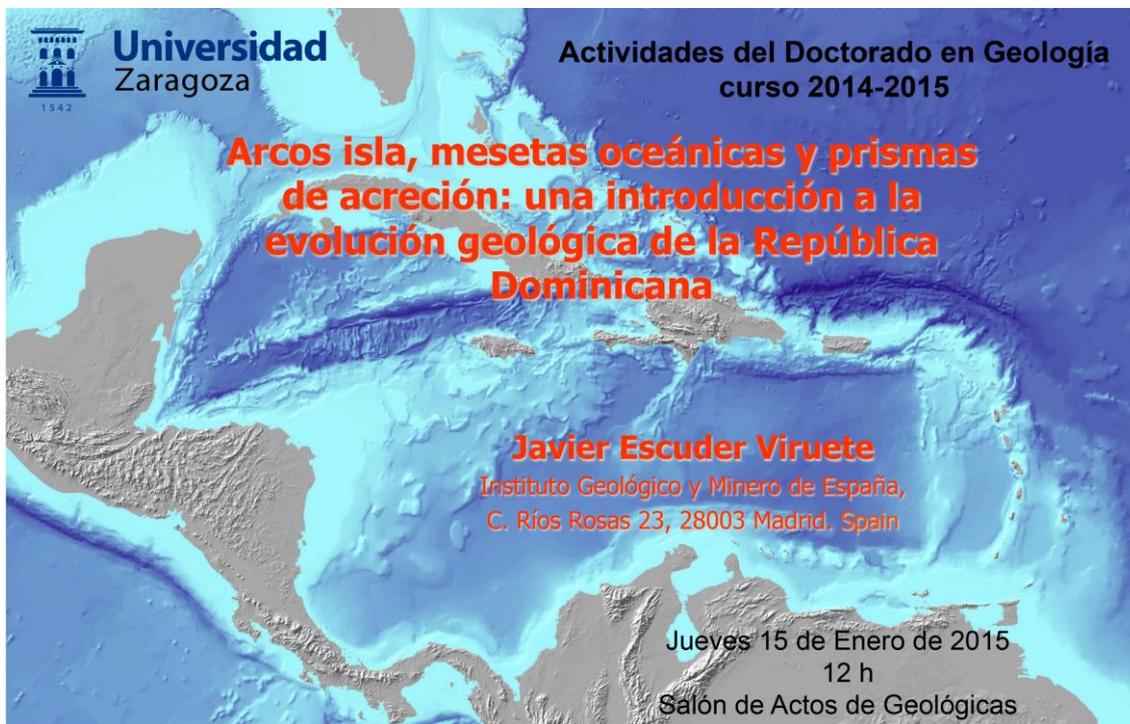
CICLOS DE CONFERENCIAS Y SEMINARIOS

CURSO 2014/2015

DOCTORADO EN GEOLOGÍA

Ciclo de Conferencias

- 30 DE OCTUBRE- *La relación entre laderas y cauces en áreas de montaña*. José M^a García Ruiz (Departamento Procesos Geoambientales) IPE. CSIC. (Zaragoza).
- 13 DE NOVIEMBRE- *Microscopía electrónica, microscopía de fuerza atómica y espectroscopía. XPS, aplicaciones y técnicas*. Alfonso Ibarra (Instituto de Nanociencia de Aragón).
- 20 DE NOVIEMBRE- *Introducción a la exploración y producción de hidrocarburos*. David Polo. (Geólogo de CEPSA, exalumno de la Universidad de Zaragoza).
- 27 DE NOVIEMBRE- *Tecnología tac en evolución humana*. Rebeca García González (Universidad de Burgos).
- 15 DE ENERO- *Arcos isla, mesetas oceánicas y prismas de acreción: una introducción a la evolución geológica de la República Dominicana*. Javier Escuder Viruete (Instituto Geológico y Minero de España (IGME)).
- 22 DE ENERO- *Impacto ambiental del regadío según como se mire*. Jesús Causapé Valenzuela (Instituto Geológico y Minero de España (IGME)).
- 12 DE FEBRERO- *Porosidad y comportamiento hídrico de materiales pétreos*. Francisco Javier Alonso Rodríguez (Área de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Oviedo).
- 19 DE FEBRERO- *Integración de datos mineralógicos, geoquímicos y tectónicos de fallas activas para la estimación del potencial sísmico*. Juan Jiménez Millán. (Departamento de Geología de la Universidad de Jaén).
- 19 DE MARZO- *Pelagic sediments "archives for ocean and climate history"*. Helmut Weissert. ETH (Instituto Geológico Zurich).



Universidad Zaragoza

Actividades del Doctorado en Geología curso 2014-2015

Arcos isla, mesetas oceánicas y prismas de acreción: una introducción a la evolución geológica de la República Dominicana

Javier Escuder Viruete
Instituto Geológico y Minero de España,
C. Ríos Rosas 23, 28003 Madrid, Spain

Jueves 15 de Enero de 2015
12 h
Salón de Actos de Geológicas

