



**Conferencias y
Seminarios
del Doctorado en
Geología**

Curso 2017/2018

X CICLO DE CONFERENCIAS Y SEMINARIOS
DOCTORADO EN GEOLOGÍA
CURSO 2017/2018

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



Servicio de
Publicaciones
Universidad Zaragoza

©Los autores

ISBN 978-84-16723-09-6

Fotografía de la portada: Discordancia erosiva de bajo ángulo entre las calizas marinas del final del Jurásico (Kimmeridgiense superior, Formación Higuieruelas) y las margas y calizas de origen palustre y lacustre de la parte media del Cretácico Inferior (Barremiense inferior, Formación Blesa) en el barranco del Mortero de Alacón (Teruel).

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

Resúmenes de las ponencias: Ciclo de seminarios 2017-2018

<i>Mónica Blasco Castellón:</i> CARACTERIZACIÓN DE SISTEMAS TERMALES DE BAJA TEMPERATURA EN ACUÍFEROS CARBONATADOS. EL SISTEMA DE ALHAMA - JARABA.....	11
<i>Ivan Fabregat González:</i> ESTUDIO DE LA ACTIVIDAD MEDIANTE TRENCHING, GPR Y ERI, DE DOLINAS DE COLAPSO DEL KARST EVAPORÍTICO DEL VALLE DEL FLUVIÀ (NE DE ESPAÑA).....	19
<i>Ángel García-Arnay:</i> EVOLUCIÓN PALEOHIDROLÓGICA Y PALEOCLIMÁTICA, Y ANÁLOGOS TERRESTRES, DE LAS REGIONES DE NEPENTHES MENSAE Y NORESTE DEL MARE TYRRHENUM, MARTE.....	26
<i>Vicente Gilabert Pérez:</i> INFLUENCIA DEL VULCANISMO DEL DECÁN: SEÑALES Y EVIDENCIAS EN LAS ASOCIACIONES DE FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS FINICRETÁICAS EN EL SE DE ESPAÑA.....	35
<i>Elisa Laita Florián:</i> TRANSFORMACIONES MINERALES Y TEXTURALES EN ARCILLAS CALCINADAS.....	41
<i>María Leunda Esnaola:</i> DINÁMICA DE LA VEGETACIÓN DE MONTAÑA DURANTE EL HOLOCENO EN EL PIRINEO CENTRAL: UNA APROXIMACIÓN A PARTIR DE LAGOS Y CUEVAS HELADAS.....	46
<i>Iván Lizaga Villuendas:</i> IMPACTS OF LAND USE CHANGES ON SOIL PROPERTIES.....	54
<i>Urbez Majarena Serrano:</i> EL MAGMATISMO DE LA SIERRA DE ALBARRACÍN: IMPLICACIONES PETROGÉNÉTICAS A ESCALA DE CADENA.....	59
<i>Leticia Martín Bello:</i> CONDICIONES AMBIENTALES REGISTRADAS EN LOS ESTROMATOLITOS LACUSTRES DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE (MIOCENO, CUENCA DEL EBRO).....	69

<i>Raquel Moya Costa:</i> RESTAURACIÓN DIGITAL DE MICROFÓSILES PARA SU ESTUDIO TRIDIMENSIONAL: APLICACIÓN EN MUSARAÑAS GIGANTES DEL PLEISTOCENO.....	72
<i>José María Orellana Macías:</i> ACTUALIZACIÓN DEL MODELO HIDROGEOLOGICO DE LA LAGUNA DE GALLOCANTA	80
<i>Claudia Puddu:</i> THE SARDIC PHASE IN SARDINIA AND EASTERN PYRENEES	90
<i>Manuel Pérez Pueyo:</i> ESTRATIGRAFÍA Y PALEONTOLOGÍA DE LA FORMACIÓN TREMP EN EL PIRINEO ARAGONÉS: ATERRIZANDO EN LA TESIS DOCTORAL	100
<i>Lucía Rivero-Cuesta:</i> MIDDLE EOCENE CLIMATIC OPTIMUM (MECO) IN THE DEEP-SEA: REVIEW AND NEW FORAMINIFERAL DATA..	109
<i>Cristina Sequero López:</i> MOSAICO DE FACIES EN LAS ZONAS INTERNAS DE UNA RAMPA CARBONATADA SOMERA (JURÁSICO SUPERIOR, FM. HIGUERUELAS, MEZALOCHA).....	118

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://cienciatierra.unizar.es>

-**Coordinador del Doctorado:** Marcos Aurell Cardona (maurell@unizar.es)

-Comisión de Doctorado del Dpto. de 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
Casas Sainz, Antonio M.	Área de Geodinámica Interna	acasas@unizar.es
Gloria Desir Valén	Área de Geodinámica Externa	gdesir@unizar.es
Luis Auqué Sanz	Área de Petrología y Geoquímica	lauque@unizar.es
Zamora Iranzo, Samuel	IGME	Samuel@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

LAS X ACTIVIDADES DEL PROGRAMA DE DOCTORADO EN GEOLOGÍA DEL CURSO 2017-2018

Marcos Aurell Cardona, coordinador

Dirección: maurell@unizar.es

Durante el curso 2017/18 se ha desarrollado la *Décima Edición* de las Actividades propias del *Programa de Doctorado de Geología* (PDG). Estas actividades incluyen un ciclo de conferencias y sesiones de seminarios en las que los doctorandos exponen y debaten (durante 15 minutos) los avances y resultados más significativos de sus respectivos trabajos de investigación. Siguiendo la tradición de años anteriores, en este libro publicamos los resúmenes de 15 de las exposiciones que se hicieron a lo largo de las tres sesiones de seminarios, que tuvieron lugar el 14/12/17, el 15/03/18 y el 3/05/18.

Los resúmenes que se presentan a continuación reflejan el estado de la investigación doctoral que se realizó a lo largo del curso en diferentes líneas de investigación del PDG. Estos trabajos se vienen desarrollando en diferentes instituciones científicas aragonesas: las seis áreas del Departamento de Ciencias de la Tierra (Universidad de Zaragoza-IUCA), el Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC), la Estación Experimental Aula Dei (CSIC) y el Instituto Geológico y Minero de España (IGME).

El ciclo de conferencias programado para el curso 17/18 consistió en siete conferencias, cuyo objetivo principal fue que los doctorandos conocieran la actividad investigadora que se realiza en las diversas instituciones involucradas en el impartición del PDG. De esta manera, cada grupo designó a un conferenciante, que expuso los objetivos, métodos y resultados obtenidos en su línea de investigación. Las fechas, títulos y ponentes de las conferencias fueron las siguientes:

- ♦ 9/11/17, De la Seo al Moho: un paseo por la Tierra con el Grupo Geotransfer, Antonio Casas
- ♦ 14/12/17, *Análisis de Cuencas Sedimentarias Continentales*, **Antonio Pérez**
- ♦ 21/12/17, *Expedición a Zaealandia, Grupo Extinción*, **Laia Alegret**
- ♦ 11/01/18, *Aragosaurus: 30 años investigando sobre los vertebrados del Mesozoico de Iberia y Patagonia*, **Iñiqui Canudo**
- ♦ 22/2/18, *Medioambiente y Patrimonio: retos de la geoquímica del Siglo XXI*, **María José Gimeno**
- ♦ 19/04/18, *Aplicaciones transversales entre medicina y geología; algunos ejemplos*, **Emilio Pueyo**
- ♦ 3/05/18, *Radionucleidos trazadores de cambios recientes en ambientes frágiles*, **Ana Navas**

Además de este ciclo de conferencias, los doctorandos tuvieron la oportunidad de asistir a otras charlas de contenido geológico recomendadas por el PDG, en particular, a las charlas-coloquio programadas por el Geoforo y a las conferencias organizadas por el Museo de Ciencias Naturales de la Universidad de Zaragoza.

Desde la comisión del PDG agradecemos la colaboración y esfuerzo de todo el personal involucrado en la realización de su actividad, en particular, a las personas que han accedido a impartir charlas y conferencias, a los administrativos del departamento (**José Antonio, Sofía y Susana**) y a los tutores y directores de cada una de las 38 Tesis Doctorales actualmente en marcha en el PDG. Y tenemos un reconocimiento muy especial a la profesora **Gloria Cuenca**, que ejerció hasta el final del curso pasado su cargo de coordinadora del PDG con acierto y eficacia. Su labor de coordinación dejado una forma de hacer y funcionar que ha allanado el camino a la recién renovada comisión del PDG.

**RESÚMENES DE LAS PONENCIAS
DEL CICLO DE
SEMINARIOS 2017/2018
DOCTORADO EN GEOLOGÍA**

CARACTERIZACIÓN DE SISTEMAS TERMALES DE BAJA TEMPERATURA EN ACUÍFEROS CARBONATADOS. EL SISTEMA DE ALHAMA - JARABA

Mónica Blasco Castellón

Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza
monicabc@unizar.es

Introducción

El estudio de las características químicas de las aguas termales debe de ser uno de los primeros pasos en el proceso de prospección y evaluación del potencial geotérmico de un área. Estos estudios proporcionan información muy valiosa sobre la evolución de las aguas en el acuífero, los procesos secundarios que afectan a dichas aguas durante su ascenso hacia la superficie y, además, permite estimar la temperatura a la que se encuentran en profundidad y, por tanto, evaluar el futuro desempeño del sistema.

Estos estudios son muy frecuentes en el caso de sistemas de media y alta temperatura, pero mucho más escasos en sistemas de baja temperatura. No obstante, dado el creciente interés en el uso de estos sistemas en el ámbito de la energía geotérmica, también ha aumentado la necesidad de su estudio geoquímico.

La caracterización de sistemas de baja temperatura es más compleja dado que, además de problemas comunes a todo tipo de sistemas (cambios debidos a procesos secundarios), aparecen ciertas limitaciones en los cálculos geotermométricos debido a la dificultad de alcanzar determinados equilibrios minerales a baja temperatura. Estas limitaciones son incluso mayores en acuíferos carbonatados ya que, en este caso, el número de minerales susceptibles de alcanzar situaciones de equilibrio suele ser más reducido.

Teniendo en cuenta estas limitaciones, en este estudio se trata de verificar la aplicabilidad de la metodología más habitual en el estudio de sistemas termales de media y alta temperatura a sistemas de baja temperatura en materiales

carbonatos y proponer una metodología de trabajo adecuada para ser utilizada en estos casos. Para ello se ha tomado como ejemplo el sistema termal de Alhama – Jaraba, en Aragón.

Geología e hidrogeología

Estas surgencias termales se encuentran entre las de mayor caudal de toda Europa, con valores en torno a 600 L/s. Se localizan en los pueblos de Alhama de Aragón y Jaraba, en el límite entre la parte oeste de la Cordillera Ibérica y la Cuenca terciaria de Almazán. Los dos acuíferos principales de la zona son el acuífero del Solorio, en las formaciones carbonatadas del Jurásico, y el acuífero de Alhama, en las rocas carbonatadas del Cretácico Superior (e.g. Sánchez et al., 2004, 2000).

Metodología

Se tomaron 15 muestras de las cuales 6 pertenecen a las surgencias de Alhama y 9 a las de Jaraba. En el trabajo previamente publicado por Auqué et al. (2009) se puede encontrar el procedimiento de muestreo, tratamiento y análisis de las muestras de forma detallada.

Para los cálculos geotermométricos se han utilizado dos metodologías:

1. Geotermómetros químicos, basados en reacciones que controlan los contenidos elementales de las aguas y que dependen de la temperatura. Los geotermómetros de la sílice y los catiónicos han sido muy utilizados y proporcionan muy buenos resultados en sistemas de alta temperatura, donde el equilibrio se alcanza fácilmente (e. g. Sonney y Vuataz, 2010). Su funcionamiento se verificará en este sistema de baja temperatura. Además, se aplicará el geotermómetro Ca-Mg (Chiodini et al., 1995), desarrollado específicamente para este tipo de sistemas.
2. Modelización geotermométrica, consistente en simular un aumento de la temperatura de las aguas hasta conseguir que los estados de saturación de un conjunto de minerales (que se espera estén en equilibrio en el reservorio) converjan hacia el equilibrio simultáneamente. En un acuífero carbonatado, como el estudiado aquí, el número de minerales que pueden

alcanzar situaciones de equilibrio es limitado (calcita, dolomita, cuarzo y distintos aluminosilicatos) y varios de estos minerales tienen importantes incertidumbres termodinámicas: 1) los aluminosilicatos pueden presentar una gran variabilidad composicional y del grado de cristalinidad, por tanto hay que seleccionar aquéllos mejor conocidos termodinámicamente (e.g. Palandri y Reed, 2001); y 2) la dolomita puede presentar diferentes grados de orden/desorden, lo que introduce importantes variaciones en los datos termodinámicos (e.g. Helgeson et al., 1978) y por lo que se utilizarán dolomitas con diferentes grados de orden. Los cálculos se han realizado con el código de modelización geoquímica PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 2013) y dos bases de datos diferentes, WATEQ4F y LLNL, para realizar un análisis de sensibilidad de los datos termodinámicos y valorar las incertidumbres.

Resultados

Se han encontrado algunas diferencias composicionales entre las aguas que emergen en Alhama y Jaraba. En Jaraba las aguas son de tipo Ca-Mg-HCO₃ mientras que en Alhama tienen un carácter más de tipo SO₄-Cl. Las concentraciones de Ca, Mg, Na y SO₄ son mayores en Alhama, pero la alcalinidad es menor en estas muestras. Estas diferencias se deben a la evolución hidrogeoquímica de las aguas en el sentido Jaraba – Alhama, controlada principalmente por un proceso de dedolomitización (Auqué et al., 2009).

También hay diferencias significativas en la temperatura de surgencia. En las surgencias de Alhama siempre se encuentra en torno a 31 °C, pero en Jaraba varía entre 21 y 32 °C. Esto parece ser debido a la existencia de un proceso de mezcla con aguas más frías, tal como fue evidenciado con anterioridad (Auqué et al., 2009; Blasco et al., 2016). Finalmente, otro proceso secundario identificado en estos sistemas (Auque et al., 2009) es el de desgasificación y pérdida de CO₂ que se observa en algunas muestras.

Para los cálculos geotermométricos se han seleccionado las muestras menos afectadas por la actuación de los procesos secundarios mencionados: una muestra de Jaraba, no afectada por la mezcla y con mínima pérdida de CO₂, y otra de Alhama, también sin una significativa pérdida de CO₂.

Los resultados obtenidos con los diferentes geotermómetros químicos utilizados se muestran en la Tabla 1. En ellos se puede ver que la mayoría de los geotermómetros catiónicos proporcionan resultados o muy elevados o por debajo de la temperatura de surgencia. Solamente los geotermómetros K-Mg y SiO₂ parecen proporcionar resultados coherentes.

Geotermómetro	Autores	Jaraba	Alhama
SiO ₂ -cuarzo	Michard (1979)	37	41
Na-K	Fournier (1979)	139	124
Na-K-Ca	Fournier y Truesdell (1973)	3	10
K-Mg	Giggenbach et al. (1983)	42	46
Na-Li	Fouillac y Michard (1981)	9	24
Li	Fouillac y Michard (1981)	13	16
Mg-Li	Kharaka y Mariner (1989)	88	84
Ca-Mg	Chiodini et al. (1995)	66	77

Tabla 1. Temperaturas, en °C, obtenidas con los diferentes geotermómetros químicos

Los resultados obtenidos en la modelización geotermométrica se muestran en la Figura 1. Combinando estos resultados con los obtenidos previamente en los geotermómetros químicos se puede establecer una temperatura de las aguas en el reservorio de 51 ± 14 °C a partir de los equilibrios de cuarzo, calcita, dolomita parcialmente ordenada (cuando se considera una dolomita con orden del 11 % la temperatura coincide con la proporcionada por calcita) y algunos aluminosilicatos.

Discusión y conclusiones

En la caracterización de sistemas termales hay que afrontar algunas dificultades. La más común son los cambios en la composición de las aguas debidos a procesos secundarios (e.g. mezclas o pérdida de CO₂), de tal manera que estas ya no son representativas de las condiciones en profundidad.

En el caso de sistemas de baja temperatura en materiales carbonatados aparecen algunas dificultades adicionales. Una de ellas es que la baja temperatura hace que las reacciones sean más lentas y, por tanto, se tarde más tiempo en alcanzar el equilibrio. Otra es que los minerales que pueden establecer situaciones de equilibrio en acuíferos carbonatados son más limitados que en otros acuíferos (e.g. graníticos) y, además, muchos de estos minerales presentan incertidumbres termodinámicas, complicando su utilización en los cálculos geotermométricos.

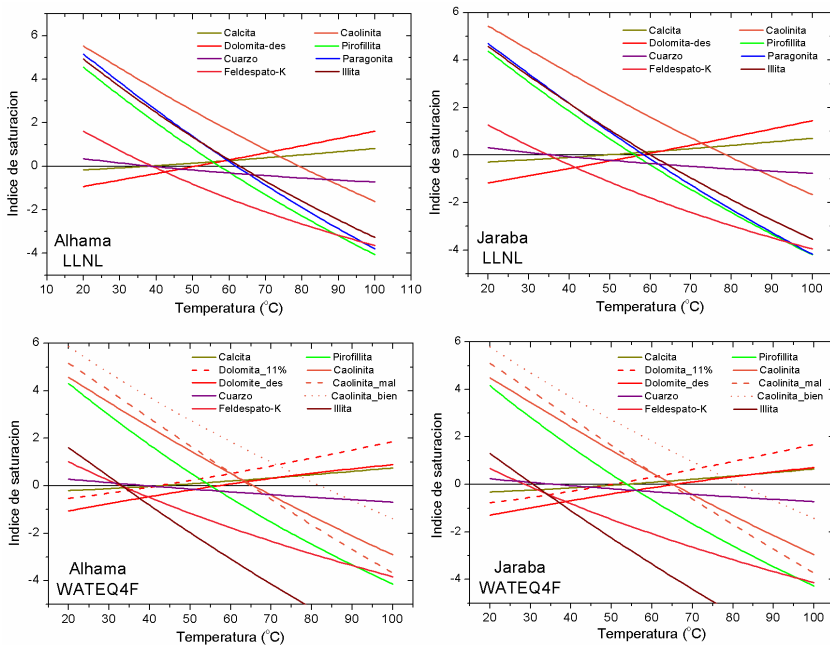


Figura 1. Resultados de la modelización geotermométrica obtenidos con ambas bases de datos y para las dos muestras. Dolomita_des: dolomita totalmente desordenada; Dolomita_11%: dolomita con 11% de orden; Caolinita_mal: caolinita poco cristalina; Caolinita_bien: caolinita cristalina.

En estos casos los cálculos geotermométricos deben basarse, como se ha realizado en este estudio, en los equilibrios de cuarzo, calcita, dolomita y algunos aluminosilicatos. Cuarzo y calcita son fases minerales bien conocidas

termodinámicamente y no presentan apenas incertidumbres. En cambio, la dolomita está muy afectada por incertidumbres asociadas a su grado de orden/desorden. Del mismo modo, los aluminosilicatos pueden presentar diferentes grados de cristalinidad y gran variabilidad composicional.

En el caso de los aluminosilicatos es necesario seleccionar aquéllos mejor caracterizados termodinámicamente y, en cualquier caso, realizar un análisis de sensibilidad para evaluar los efectos de las incertidumbres asociadas

En el caso de la dolomita, se recomienda utilizar dolomitas con diferentes grados de orden para poder encontrar la que proporciona resultados más coherentes en el sistema estudiado. El gráfico mostrado en la Figura 2 puede ser utilizado para ese fin. La figura muestra una comparación de los valores de $a_{Ca^{2+}}/a_{Mg^{2+}}$ de aguas en equilibrio con calcita y dolomita, a distintas temperaturas y considerando dolomitas con diferentes grados de orden.

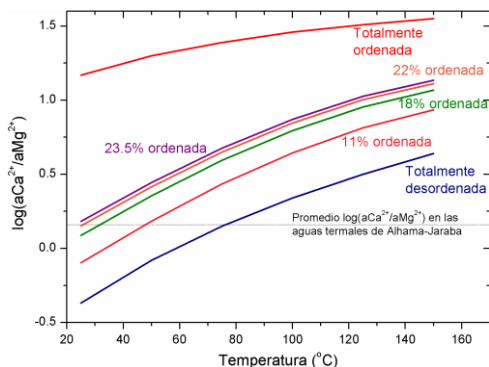


Figura 2. Gráfico $\log(a_{Ca^{2+}}/a_{Mg^{2+}})$ frente a la temperatura en el que se representan diferentes equilibrios calcita – dolomita.

Siguiendo esta metodología se ha podido establecer de forma bastante fiable la temperatura en el reservorio de Alhama – Jaraba en 51 ± 14 °C, que es coherente con la deducida en el acuífero a partir del gradiente geotérmico de la zona.

Referencias

Auqué, L.F., Acero, P., Gimeno, M.J., Gómez, J.B., Asta, M.P., 2009. Hydrogeochemical

- modeling of a thermal system and lessons learned for CO₂ geologic storage. *Chem. Geol.* 268, 324–336.
- Blasco, M., Auqué, L.F., Gimeno, M.J., 2016. Caracterización geoquímica del proceso de mezcla de aguas termales y no termales en los manantiales de Jaraba (Aragón, España). *Geotemas* 16, 531–534.
- Chiodini, G., Frondini, F., Marini, L., 1995. Theoretical geothermometers and pCO₂ indicators for aqueous solutions coming from hydrothermal systems of medium-low temperature hosted in carbonate-evaporite rocks. Application to the thermal springs of the Etruscan Swell. Italy. *Appl. Geochemistry* 10, 337–346.
- Fouillac, C., Michard, G., 1981. Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics* 10, 55–70.
- Fournier, R.O., 1979. A revised equation for the Na-K geothermometer. *Geotherm. Resour. Counc. Trans.* 3, 221–224.
- Fournier, R.O., Truesdell, A.H., 1973. An empirical Na–K–Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1255–1275.
- Giggenbach, W.F., Gonfiantini, R., Jangi, B.L., Truesdell, A.H., 1983. Isotopic and chemical composition of Parbati valley geothermal discharges, N.W. Himalaya. India. *Geothermics* 12, 199–222.
- Helgeson, H.C., Delany, J.M., Nesbitt, H.W., Bird, D.K., 1978. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock forming minerals. *Am. J. Sci.* 278A, 229 pp.
- Kharaka, Y.K., Mariner, R.H., 1989. Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins, in: Naeser, N.D., McCollon, T.H. (Eds.), *Thermal History of Sedimentary Basins*. Springer, Berlin, pp. 99–117.
- Michard, G., 1979. Geothermomètres chimiques. *Bur. Rech. Géologiques Minières* (2nd Ser.), Sect. III 2, 183–189.
- Palandri, J.L., Reed, M.H., 2001. Reconstruction of in situ composition of sedimentary formation waters. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, 1741–1767.
- Parkhurst, D.L., Appelo, C.A.J., 2013. Description of Input and Examples for PHREEQC Version 3. A Computer Program for Speciation, Batch Reaction, One Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations, in: U.S. Geological Survey (Ed.), *Techniques and Methods*, Book 6, Chap. A43. U.S. Geological Survey, Denver, Colorado.
- Sánchez, J.A., Coloma, P., Pérez-García, A., 2004. Evaluation of geothermal flow at the springs in Aragón (Spain), and its relation to geologic structure. *Hydrogeol. J.* 12, 601–609.
- Sánchez, J.A., Coloma, P., Pérez-García, A., De Leiva, A., 2000. Evaluación del flujo geotérmico en manantiales de Aragón. *Geogaceta* 27, 155–158.

Sonney, R., Vuataz, F.D., 2010. Validation of chemical and isotopic geothermometers from low temperature deep fluids of Northern Switzerland, in: Proceedings World Geothermal Congress 2010. Bali, Indonesia, Indonesia, pp. 25–29.

ESTUDIO DE LA ACTIVIDAD MEDIANTE TRENCHING, GPR Y ERI, DE DOLINAS DE COLAPSO DEL KARST EVAPORÍTICO DEL VALLE DEL FLUVIÀ (NE DE ESPAÑA)

Ivan Fabregat González

Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza
ifago@unizar.es

Introducción y contexto geológico-geomorfológico

Más del 20% de la superficie terrestre emergida está afectada por algún tipo de karst. Entre de los fenómenos más típicos se encuentran los de subsidencia, resultantes de la evolución del karst en el tiempo, con el peligro asociado que generan sobre el medio ambiente y la población humana (Ford y Williams, 2007; Gutiérrez *et al.*, 2014). Es por ello que el estudio de la subsidencia de las dolinas es fundamental para la caracterización de su peligrosidad (Gutiérrez, 2016). Para su estudio, históricamente se han empleado métodos invasivos (p. ej., trenching en el valle del Ebro, España: Sevil *et al.*, 2017; y en el propio valle del Fluvià: Fabregat *et al.*, 2017) y/o no invasivos (p. ej., en la Florida, EEUU: Kruse *et al.*, 2006; o en el Mar Muerto, Jordania: Frumkin *et al.*, 2011). El presente trabajo analiza el potencial de dos dolinas situadas en el valle medio del Fluvià, un karst evaporítico epigénico formado en un ambiente geológicamente complejo del NE de España (Gutiérrez *et al.*, 2016). El área está situada entre el anticlinorio de Ripoll de la Cuenca Surpirenaica, y la Cuenca de antepaís del Ebro, en dónde el cabalgamiento de Vallfogona es la estructura de dirección E-O que las delimita (Martínez *et al.*, 1989, 2000) (Fig. 1A). El valle del Fluvià comprende cuatro unidades evaporíticas con diferentes características afectadas por las estructuras tectónicas compresionales y extensionales (Puigdefàbregas *et al.*, 1986; Carrillo *et al.*, 2014) (Fig. 1B). Gutiérrez *et al.* (2016) elaboraron un inventario de más de 135 dolinas y un mapa geomorfológico en el que identificaron un total de ocho niveles de terraza y cinco de glacis correlativos con las terrazas más antiguas. Además, confeccionaron una completa base de datos que les permitió inferir varias propiedades de las dolinas con implicaciones prácticas: véase patrones de distribución espacial, factores dominantes de control y el daño asociado o, una relación empírica de magnitud y frecuencia.

También, es una zona donde las paleodolinas expuestas han revelado el importante papel que desempeña la karstificación interestratal (Gutiérrez *et al.*, 2016).

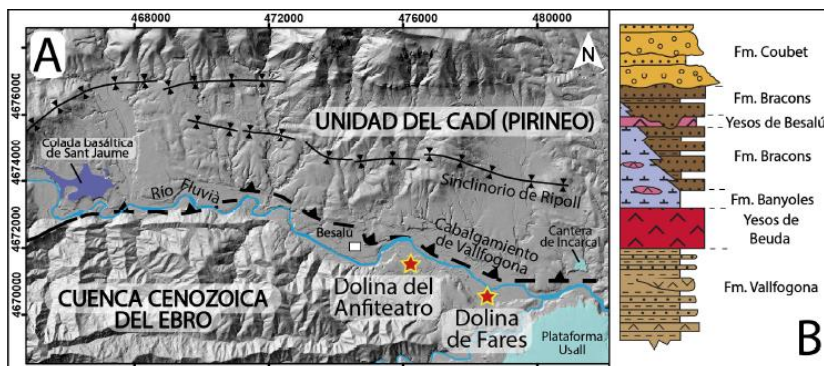


Figura 1. (A) Esquema general del valle medio del Fluvià. (B) Columna sintética de las unidades litológicas presentes al sur del cabalgamiento de Vallfogona.

Las dolinas del anfiteatro y fares

Las dos dolinas se emplazan en el bloque inferior del cabalgamiento de Vallfogona, en donde los yesos de Beuda y las margas azules de Banyoles son las formaciones más importantes (Fig. 1B). La aparentemente inactiva dolina del Anfiteatro, cuyo nombre se debe a que su morfología regular confundió a los arqueólogos con un anfiteatro romano (Burch *et al.*, 2014), es una dolina de 79 m de largo emplazada y colgada entre las terrazas 5 y 6 del río Fluvià (Fig. 2A). El log, con una orientación N34E y una extensión de casi 33 m, mostró un relleno de dolina básicamente limoso-arcilloso de carácter muy masivo (Fig. 2C). Asimismo, mostró una falla normal, con verticalization de clastos a lo largo de su plano, que fue posteriormente degradada por una discordancia angular. Las dataciones por radiocarbono-14 nos permitieron restringir el evento más reciente entre los 599 y 777 AD. La Imagen de Resistividad Eléctrica (ERI), permitió definir, con cierta claridad, el relleno de dolina en unos 10-12 m (Fig. 2D). Dada la alta proporción arcillosa del terreno, la imagen del radar de penetración del suelo (GPR) no presentó buenos resultado (Fig. 2B), aunque

gracias a la combinación de diversos métodos fue posible intuir algunas relaciones estratigráficas entre sus reflectores.

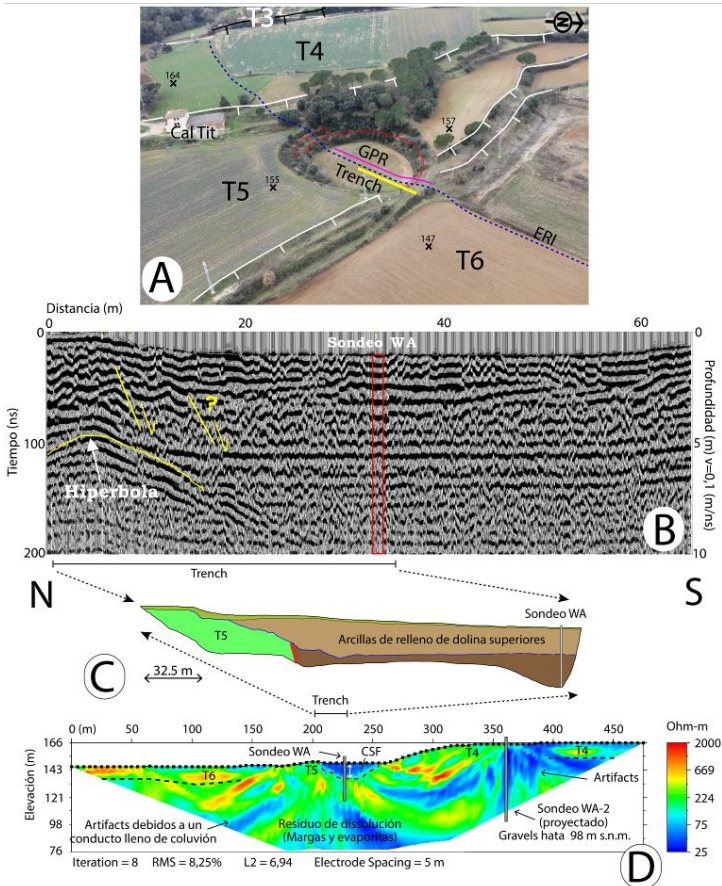


Figura 2. (A) Foto aérea oblicua de la dolina del Anfiteatro. (B) GPR de 200 MHz tomada en junio de 2016. (C) Esquema simplificado del log de la trinchera. (D) ERI de 475 m del Anfiteatro tomada con el método Dipolo-Dipolo (DDR).

La dolina de Fares, se encuentra en plena llanura de inundación (T8) del río Fluvià, a escasos 200 m al sur de su actual curso fluvial (Fig. 3A). Topográficamente, muestra una depresión muy suave en un campo de cultivo

que hace intuir que puede tratarse de una posible dolina de hundimiento por flacidez en un campo de cultivo. El log de la trinchera, de 47 m de largo y 3 m de profundidad, relevó que se trata de una dolina de colapso (según la clasificación de Gutiérrez *et al.*, 2008) de 24 m de ancho (Fig. 3B). Su relleno está compuesto por arenas muy masivas y limos con algunos cantos redondeados dispersos. El colapso de Fares, registra un episodio de hundimiento controlado por una falla circular y una flexión interna, que ha sido rellenada en gran medida por la acumulación rápida de arena durante los eventos históricos de inundación producidos durante el siglo XX. Las dataciones con C-14 nos ha permitido estipular una tasa de subsidencia mayor a 6,3 mm/año y una edad relativa de la dolina no superior a los 125 años.

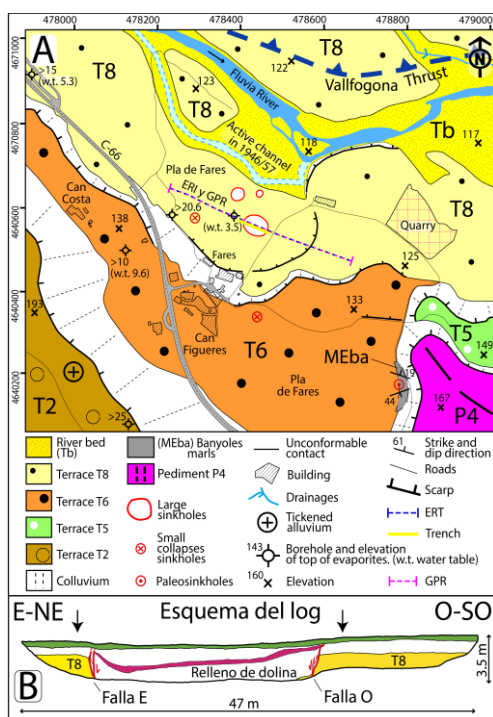


Figura 3. (A) Mapa geomorfológico del área de Fares. (B) Esquema de la trinchera.

El empleo de los métodos geofísicos ha sido, en general, satisfactorio en Fares. Las ERI capturaron un cambio claro en la matriz de resistividad, pero no permitió definir la geometría de la estructura de colapso (Fig. 4A). Su patrón de

resistividades parece ser análogo al del Anfiteatro, con notables artefactos de inversión en el área de la dolina. El GPR ha aportado, especialmente con la antena blindada de 200 MHz que da una mayor resolución a poca profundidad (Fig. 4B), una adecuada información sobre las estructuras de colapso.

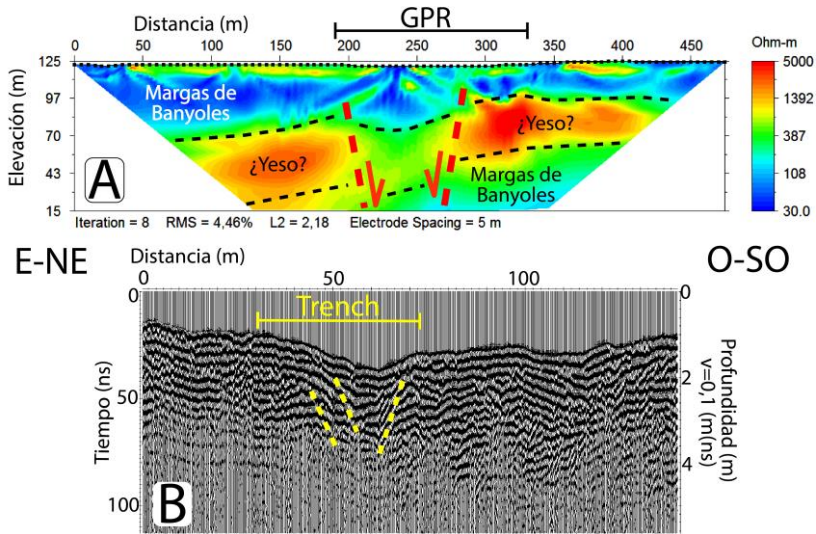


Figura 4. (A) Imagen de Resistividad Eléctrica (ERI) de 475 m tomada con el método Dipolo-Dipolo (DDR) en julio de 2016. (B) Perfil GPR en donde se aprecian las relaciones estratigráficas propias de los colapsos.

Conclusiones

La investigación de estas dos dolinas ha permitido avanzar en el conocimiento de los procesos que actúan en este singular valle de la Garrotxa y, además, hacerlo en el flanco sur del cabalgamiento de Vallfogona, en contraste a lo que se hizo en Fabregat *et al.* (2017). Una vez más, la utilidad del estudio de las dolinas ha demostrado ser válida para determinar su evolución y tipología. Para ello, es esencial aplicar medidas de estudio directo, como el trenching, que pueden combinarse con métodos no invasivos (véase LiDAR, GPR, Resistividades) que generalmente complementan satisfactoriamente el estudio. Hemos observado la superior ventaja de los GPR de alta frecuencia para dolinas poco profundas. Estos estudios han permitido corroborar la interstratificación de

Beuda en Banyoles, en la Cuenca de antepaís del Ebro. Finalmente, de forma similar a como ya se vio en el valle del Ebro (Gutiérrez *et al.*, 2018), se ha señalado la importancia de los eventos de inundación para comprender los mecanismos de las dolinas situadas en las llanuras de los ríos.

Referencias

- Burch, J., Casas, J., Castanyer, P., Costa, A., Nolla, J.M., Palahí, L., Sagrera, J., Simon, J., Tremoleda, J., Varena, A., Vivó, D., Vivo, J., 2014. L'Alt Imperi al nord-est del "Conuentus Tarraconensis": Una visió de conjunt. Documenta Universitaria, Institut de Recerca Històrica, Laboratori d'Arqueologia i Prehistòria, Universitat de Girona, Girona, 495 pp.
- Carrillo, E., Rosell, L., Ortí, F., 2014. Multiepisodic evaporite sedimentation as an indicator of paleogeographical evolution in foreland basins (South-eastern Pyrenean basin, Early-Middle Eocene). *Sedimentology* 61, 2086–2112.
- Fabregat, I., Gutiérrez, F., Roqué, C., Comas, X., Zarroca, M., Carbonel, D., Guerrero, J., Linares, R., 2017a. Reconstructing the internal structure and long-term evolution of hazardous sinkholes combining trenching, electrical resistivity imaging (ERI) and ground penetrating radar (GPR). *Geomorphology* 285, 287–304.
- Frumkin, A., Ezersky, M., Al-Zoubi, A., Akkawi, E., Abueladas, A.R., 2011. The Dead Sea sinkhole hazard: geophysical assessment of salt dissolution and collapse. *Geomorphology* 134, 1102–1117.
- Ford, D.C., Williams, P., 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Wiley, Chichester, 562 pp.
- Gutiérrez, F., 2016. Sinkhole hazards. *Encyclopedia of Natural Hazard Science*. In: Cutter, S.L. (Ed.), Oxford University Press, Oxford, 1–92 pp.
- Gutiérrez, F., Parise, M., De Waele, J. and Jourde, H., 2014. A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst. *Earth Science Reviews* 138, 61–88.
- Gutiérrez, F., Fabregat I., Roqué C., Carbonel D., Guerrero J., García-Hermoso F., Zarroca M. and Linares R., 2016. Sinkhole and cave related to evaporite dissolution in a stratigraphically and structurally complex setting, Fluvia Valley, eastern Spanish Pyrenees. Geological, geomorphological and environmental implications. *Geomorphology* 667, 76–97.

- Gutiérrez, F., Guerrero, J., Lucha, P., 2008. A genetic classification of sinkholes illustrated from evaporite paleokarst exposures in Spain. *Environmental Geology* 53, 993–1006.
- Gutiérrez, F., Zarroca, M., Linares, R., Roqué, C., Carbonel, D., Guerrero, J., McCalpin, J.P., Comas, X., Cooper, A.H., 2018. Identifying the boundaries of sinkholes and subsidence areas via trenching and establishing setback distances. *Engineering Geology* 233, 255–268.
- Kruse, S., Grasmueck, M., Weiss, M., Viggiano, D., 2006. Sinkhole structure imaging in covered karst terrain. *Geophysical Research Letters* 33(16), L16405.
- Martínez, A., Samsó, J.M., Zamorano, M., Picart, J., Solà, J., Montaner, J., Mató, E., 2000. Besalú (76–22). Mapa Geològic de Catalunya 1:25.000. Institut Cartogràfic de Catalunya. Barcelona.
- Martínez, A., Vergés, J., Clavell, E., Kennedy, J., 1989. Stratigraphic framework of the thrust geometry and structural inversion in the southeastern Pyrenees: La Garrotxa area. *Geodinàmica Acta* 3(3), 185–194.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A., Marzo, M., 1986. Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In: Allen, P.A., Homewood, P. (Eds.). Foreland Basins. *International Association of Sedimentologists Special Publication* 8, 229–246.
- Sevil, J., Gutiérrez, F., Zarroca, M., Desir, G., Carbonel, D., Guerrero, J., Linares, R., Roqué, C., Fabregat, I., 2017. Sinkhole investigation in an urban area by trenching in combination with GPR, ERT and high-precision leveling. Mantled evaporite karst of Zaragoza city, NE Spain. *Engineering Geology*. 231, 9–20.

EVOLUCIÓN PALEOHIDROLÓGICA Y PALEOCLIMÁTICA, Y ANÁLOGOS TERRESTRES, DE LAS REGIONES DE NEPENTHES MENSÆ Y NORESTE DEL MARE TYRRHENUM, MARTE

Ángel García-Arnay

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

Introducción

El estudio del agua y su relación con los cambios climáticos pasados ha sido uno de los objetivos principales de la mayor parte de las misiones de exploración enviadas a Marte en las últimas décadas. El agua, en estado sólido o líquido, ha jugado un papel fundamental en la historia del planeta, actuando como agente geomorfológico de primer orden, además de que podría haber determinado la existencia de entornos favorables para la vida. De hecho, analizar las condiciones de habitabilidad es el objetivo principal de la misión Mars Science Laboratory “Curiosity” de la NASA, actualmente en activo en el Cráter Gale (Wray, 2013), situado al este de las regiones de Nepenthes Mensae y noreste del Mare Tyrrhenum, en la zona ecuatorial del planeta. Este vehículo está aportando datos puntuales de las características geológicas y meteorológicas de la zona, pero resulta necesario contextualizar sus continuos hallazgos.

En este sentido, la propuesta de investigación plantea realizar la primera tesis doctoral sobre la geomorfología de Nepenthes Mensae y noreste del Mare Tyrrhenum (Fig. 1). Dicho proyecto, dirigido por el Dr. Francisco Gutiérrez (Universidad de Zaragoza), representa la continuación de los Trabajos de Fin de Grado y Máster, en los que se estudiaron parcialmente ambas zonas, y cuyos resultados preliminares se detallarán más adelante. A pesar del interés de estas regiones, los trabajos publicados sólo abordan algunos aspectos geológicos, geomorfológicos y climáticos de forma parcial y puntual. De hecho, aunque existen cartografías geológicas globales que incluyen esta región (ej., Tanaka *et al.*, 2014), no se han publicado mapas geológicos detallados, ni se han realizado dataciones precisas que permitan establecer su evolución. De igual forma, no se

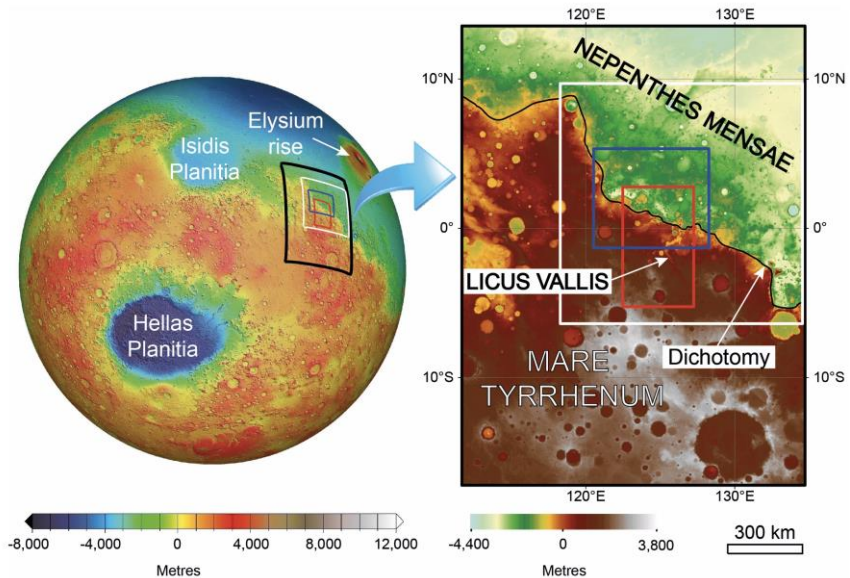


Figura 1. Localización de las zonas de estudio de los Trabajos de Fin de Grado y Máster, y del proyecto de Tesis Doctoral (recuadros rojo, azul y blanco, respectivamente) (Topografía MOLA, NASA).

han realizado estudios geomorfológicos regionales de carácter cartográfico, que permitan reconstruir la evolución del modelado y evaluar el verdadero alcance del agua como agente morfogenético. No obstante, dichos trabajos previos demuestran que esta región presenta una gran cantidad de morfologías que atestiguan el papel fundamental que ha desempeñado el agua en la morfogénesis de la zona a lo largo de su historia (Valenciano *et al.*, 2009). Así, se han documentado numerosas cuencas fluviales con redes de drenaje formadas por escorrentía superficial (García-Arnay *et al.*, 2018, Goudge y Fassett, 2018, Yamaguchi *et al.*, 2010), posibles paleolagos (García-Arnay *et al.*, 2018, de Pablo y Pacifici, 2009) y formas acumulativas asociadas como terrazas o deltas (García-Arnay *et al.*, 2018, Di Achille y Hynek, 2010). Además, el hallazgo de morfologías costeras, como paleolíneas de costa y plataformas costeras, permiten inferir la existencia en el pasado de un mar profundo, así como las variaciones que experimentó su nivel (de Pablo y Pacifici, 2008). Todas estas evidencias refuerzan las interpretaciones que plantean que esta región albergó parte de la línea de costa del antiguo océano que cubrió las Tierras Bajas del

planeta (Fairén *et al.*, 2003). También se han observado morfologías atribuibles a procesos glaciares y periglaciares que reflejan cómo el enfriamiento generalizado que tuvo lugar en el planeta afectó también a las zonas ecuatoriales (de Pablo y Pacifici, 2007). De hecho, se han descrito evidencias de vulcanismo fisural subglacial (Caprarelli y de Pablo, 2014), que apunta a la existencia de una extensa cubierta de hielo en la región ecuatorial del planeta en tiempos pretéritos (Mège y Bourgeois, 2011). Por otro lado, estos volcanes fisurales también indican que la tectónica parece haber jugado un papel relevante en la región, controlando no sólo la localización de los focos de actividad volcánica, sino también la distribución espacial y características de otras morfologías como los cauces fluviales (Martín-González *et al.*, 2007).

Objetivos

El objetivo principal de esta tesis es caracterizar la geomorfología de las regiones de Nepenthes Mensae y noreste del Mare Tyrrhenum, Marte, lo que permitirá determinar el papel que ha tenido el agua y las condiciones paleoclimáticas en el modelado de la región. Para la consecución de dicho objetivo será preciso alcanzar los siguientes objetivos parciales:

1. Creación de una base de datos geoespacial para la zona de estudio.
2. Elaboración de una cartografía geomorfológica.
3. Datación de las unidades cartografiadas mediante contaje de cráteres.
4. Análisis morfoestructural.
5. Estudio de los modelados hídricos (morfologías fluviales, costeras, periglaciares y glaciares).
6. Estudio de las condiciones térmicas superficiales y climáticas.

Metodología

Tarea 1: Creación de una base de datos geoespacial de la zona de estudio

Los Sistemas de Información Geográfica (SIG) constituyen una herramienta fundamental en el estudio de la superficie de los cuerpos

planetarios, ya que permiten la integración de la información georeferenciada disponible, así como otras capas de datos espaciales derivadas de la misma. Estos datos son de libre acceso y serán obtenidos, de forma gratuita, de las bases de datos de las agencias espaciales. Su integración en la base de datos de un entorno SIG permitirá cartografiar y caracterizar la geomorfología de la región mediante la identificación de las morfologías presentes, su análisis morfométrico, o el estudio de sus relaciones espaciales, para finalmente reconstruir la historia geomorfológica del área.

Tarea 2: Cartografía geomorfológica

La información topográfica y las imágenes de satélite son los datos de partida esenciales para realizar cualquier cartografía en Marte, pudiendo complementarlos con otros productos tales como el albedo, que aporta información relativa a la reflectividad de la superficie, o la inercia térmica, que permite la identificación y correlación de los materiales que afloran en la superficie. Para el estudio de la topografía se utilizarán los Modelos Digitales del Terreno (MDT) derivados de los sensores Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA), a bordo del satélite Mars Surveyor (NASA) y High Resolution Stereo Camera (HRSC), a bordo del satélite Mars Express (ESA), con resoluciones de 463 y 50-75 m/píxel en el área de estudio, respectivamente. Por su parte, las imágenes pancromáticas serán obtenidas por el instrumento HRSC (resolución de 12.5 m/píxel), así como las proporcionadas por los sensores Context Camera (CTX) y HiRISE, ambos a bordo del satélite Mars Reconnaissance Orbiter (NASA), con resoluciones de 6 m/píxel y 0.25 m/píxel, respectivamente. El albedo y la inercia térmica se estudiarán a partir de productos derivados de las imágenes captadas por el sensor THEMIS, a bordo del satélite Mars Odyssey. Toda esta información será procesada e integrada en el SIG.

La región de estudio presenta numerosos rasgos relacionados con el modelado fluvial, litoral, de laderas, glacial y periglacial, pero también hay morfologías generadas por procesos eólicos, volcánicos y tectónicos, así como por impactos meteoríticos. Para cartografiar estas morfologías resulta fundamental disponer de modelos de elevaciones e imágenes de satélite con una resolución adecuada en función de las características del modelado. En este sentido se emplearán las imágenes de los sensores CTX y HiRISE, por ser

ambas las que presentan una mayor resolución si se comparan con las del sensor HRSC. Mediante las herramientas disponibles en un entorno SIG se crearán mapas topográficos, de pendientes, orientaciones, curvatura, etc. que, combinados con las imágenes de satélite, permitirán cartografiar las morfologías superficiales. Se pondrá especial atención en el trazado de las redes de drenaje mediante cartografía manual y la aplicación de criterios geomorfológicos.

Tarea 3: Datación por conteo de cráteres

La caracterización de las unidades geológicas y geomorfológicas cartografiadas no sería completa sin estimar su edad de formación. El método más extendido para datar la superficie de los cuerpos planetarios es el basado en el conteo de cráteres de impacto (Hartmann, 1966), que se fundamenta en que cuanto más antigua es una superficie, mayor será la densidad de cráteres. Los cálculos se realizan mediante dos herramientas de uso libre para ser implementadas en un entorno SIG: CraterTools (Kneissl *et al.*, 2011) y CraterStats2 (Michael y Neukum, 2010). La primera permite cartografiar los cráteres seleccionados, mientras que la segunda se emplea para estimar una edad a partir de las relaciones diámetro-frecuencia de los cráteres de impacto.

Tarea 4: Análisis morfoestructural

Estudios previos han indicado la existencia de rasgos lineales (lineamientos) en la zona generados o controlados por procesos tectónicos (Martín-González *et al.*, 2007). Sin embargo, es necesario realizar un análisis en profundidad para identificar las direcciones de los lineamientos morfoestructurales en superficie, detectar orientaciones preferentes, analizar cómo han condicionado los patrones de drenaje de las cuencas fluviales y establecer hipótesis sobre su origen. Se emplearán los datos de georadar obtenidos con los sensores SHARAD (misión Mars Reconnaissance Orbiter) y MARSIS (misión Mars Express).

Tarea 5: Análisis de formas relacionadas con el agua

Comprender el papel que ha desempeñado el agua, tanto líquida como congelada, en el modelado de la región. Las morfologías asociadas a los flujos superficiales de agua líquida incluyen las redes de drenaje y las formas acumulativas asociadas (terrazas, llanuras de inundación, deltas, etc.). Así mismo,

se cartografiarán morfologías costeras (paleolíneas de costa, plataformas de abrasión, etc.) que permitan encontrar pruebas sobre la existencia de un antiguo mar en esta área del planeta y reconstruir su extensión y batimetría. Por otro lado, se analizará el papel que ha desempeñado el hielo en las etapas geológicas más recientes mediante el estudio de las morfologías asociadas al modelado glaciario (circos glaciares, morrenas o terrenos estriados) y periglaciario (pingos, suelos poligonales, glaciares rocosos, etc.). Se buscarán las analogías existentes entre estas morfologías y aquéllas observadas en regiones frías de la Tierra como la Antártida.

Tarea 6: Estudio de las condiciones térmicas superficiales y climáticas

La temperatura superficial es un parámetro fundamental para evaluar la posible presencia en la actualidad de agua congelada bajo la superficie en forma de permafrost (Hinzman *et al.*, 1998). Para ello se recurrirá a las imágenes térmicas del sensor THEMIS, con bandas en el infrarrojo y visible. Esta información será contrastada con la obtenida *in situ* por el vehículo Curiosity (Savijärvi *et al.*, 2016), próximo al límite oriental de la zona objeto de estudio de esta tesis. Se tendrán en cuenta también las condiciones climáticas en el área a partir de la Base de Datos Climática de Marte (Mars Climate Database) (Bingham *et al.*, 2003).

Resultados preliminares

El proyecto de tesis representa la continuación de la investigación iniciada con los Trabajos de Fin de Grado (Universidad de Oviedo, 2014) y Máster (Universidad de Zaragoza, 2016), que se centraron, precisamente, en el estudio de las regiones situadas al oeste del Cráter Gale. El primero de ellos, consistió en la cartografía y análisis morfométrico de los canales de la cuenca hidrográfica de Licus Vallis (Fig. 2), un antiguo cauce fluvial, hoy seco, situado al noreste del Mare Tyrrhenum, en las Tierras Altas de Marte, cerca del ecuador. Su desembocadura se localiza en la dicotomía marciana, el límite que separa las Tierras Altas de las Tierras Bajas del planeta. En este trabajo, se documentó, por primera vez, el hallazgo de un delta de tipo Gilbert en la desembocadura de este antiguo sistema fluvial (García-Arnay *et al.*, 2018), que permitió establecer el nivel de base de la cuenca e inferir la posible existencia de una masa de agua

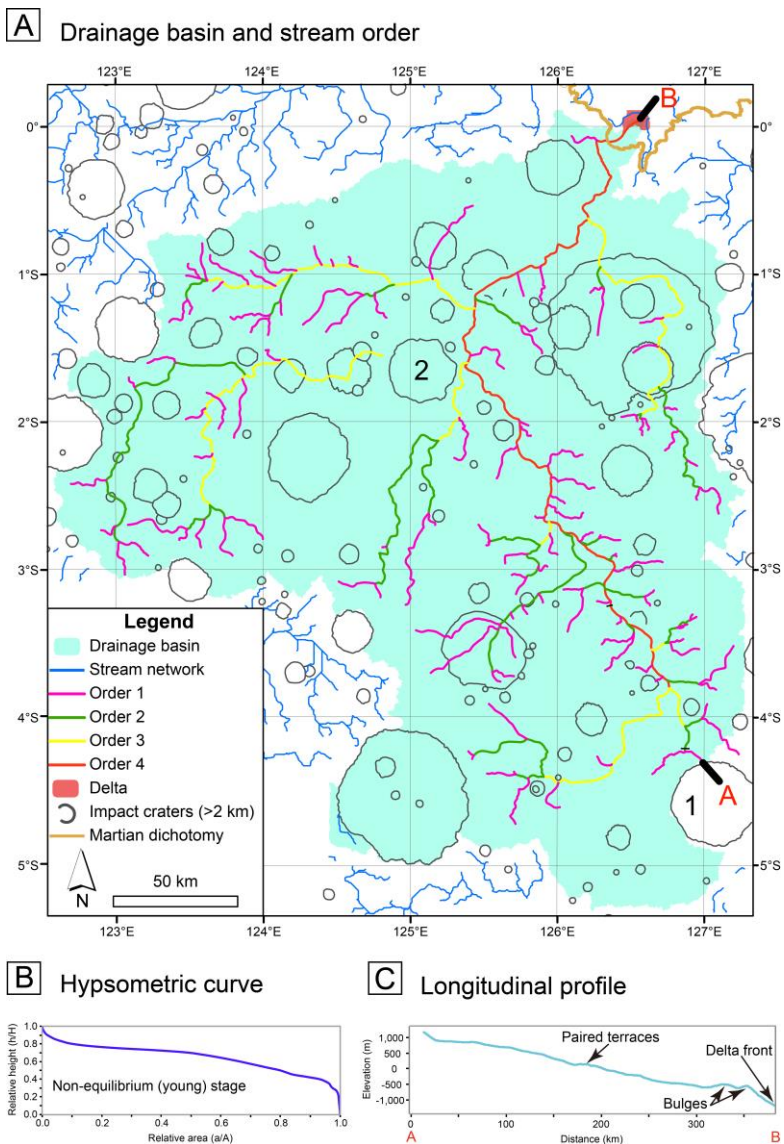


Figura 2. A) Cuenca de Licus Vallis y orden de canales. B) Curva hipsométrica de la cuenca hidrográfica. C) Perfil longitudinal del cauce principal (García-Arney et al., 2018).

líquida estable en las Tierras Bajas, situadas al norte de la cuenca hidrográfica. El hallazgo de deltas representa una clara evidencia de la presencia, en el pasado, de agua líquida estable en la superficie de Marte durante un tiempo suficiente como para permitir la formación de tales depósitos. Además, la presencia de agua líquida pudo haber favorecido la aparición de formas de vida en Marte. Por su parte, el Trabajo de Fin de Máster se centró en la realización, por primera vez, de una cartografía geomorfológica de las morfologías presentes en un sector de la región de Nepenthes Mensae, situada al norte de la dicotomía y adyacente al área de estudio del Trabajo de Fin de Grado. Este trabajo permitió reconstruir la extensión del antiguo mar, que cubrió estas tierras, a partir del análisis de las numerosas morfologías costeras presentes en la zona como son posibles plataformas costeras, líneas de costa y deltas. Además, se dataron las principales unidades geomorfológicas mediante el método del contaje de cráteres, que permitió estimar la edad de la antigua cuenca marina en $3.84 \pm 0.07 - 0.12$ Ga (Noéico medio-tardío).

Referencias

- Bingham, SJ, Lewis, SR, Read, PL, Forget, F, Hourdin, F, Talagrand, O, Wanherdrick, Y, Angelats i Coll, M, Lopez-Valverde, M, Lopez-Puertas, M y Huot, JP (2003). The Mars Climate Database. In *First International Workshop on Mars atmosphere modelling and observations*, 13-15 Jan 2003, Granada, Spain.
- Caprarelli, G y de Pablo, MA (2014). A Description of Sub-Equatorial Volcanic Structures Consistent with Sub-Ice Magmatism East of Nepenthes Mensae, Mars. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, 1, 5.
- de Pablo, MA y Pacifici, A (2007). Geomorphological evidences of cryoturbation on Nepenthes Mensae, Mars. *Geophysical Research Abstracts*, 9, 01765.
- de Pablo, MA y Pacifici, A (2008). Geomorphological evidence of water level changes in Nepenthes Mensae, Mars. *Icarus*, 196, 667-671.
- de Pablo, MA y Pacifici, A (2009). Chain of depressions and the watersheet evolution in Nepenthes Mensae, Mars. In *Lunar and Planetary Science Conference*, 40, 1095.
- Di Achille, G y Hynek, BM (2010). Ancient ocean on Mars supported by global distribution of deltas and valleys. *Nature Geoscience*, 3(7), 459-463.
- Fairén, AG, Dohm, JM, Baker, VR, de Pablo, MA, Ruiz, J, Ferris, JC y Anderson, RC (2003). Episodic flood inundations of the northern plains of Mars. *Icarus*, 165, 53-67.
- García-Arnay, Á, Fernández, S, de Pablo, MA y Gutiérrez, F (2018). The dominant morphogenetic role of surface runoff in Licus Vallis, Mars: results from geomorphological and morphometric analyses. *Geogaceta*, 63, 63-66.
- Goudge, TA y Fassett, CI (2018). Incision of Licus Vallis, Mars, from multiple lake overflow floods. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 123, 405-420.
- Hartmann, WK (1966). Martian cratering. *Icarus*, 5(1), 565-576.

- Hinzman, LD, Goering, DJ y Kane, DL (1998). A distributed thermal model for calculating soil temperature profiles and depth of thaw in permafrost regions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D22), 28975-28991.
- Kneissl, T, van Gasselt, S y Neukum, G (2011). Map-projection-independent crater size-frequency determination in GIS environments—New software tool for ArcGIS. *Planetary and Space Science*, 59(11), 1243-1254.
- Martín-González, F, de Pablo, MA y Pacifici, A (2007). Alignments mapping and structural analysis of western sector of Nepenthes Mensae, Mars. *Geophysical Research Abstracts*, 9, 07796.
- Mège, D y Bourgeois, O (2011). Equatorial glaciations on Mars revealed by gravitational collapse of Valles Marineris wallslopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 310(3), 182-191.
- Michael, GG y Neukum, G (2010). Planetary surface dating from crater size–frequency distribution measurements: Partial resurfacing events and statistical age uncertainty. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3), 223-229.
- Savijärvi, H, Harri, AM y Kemppinen, O (2016). The diurnal water cycle at Curiosity: Role of exchange with the regolith. *Icarus*, 265, 63-69.
- Tanaka, KL, Skinner, JA, Jr., Dohm, JM, Irwin, RP, III, Kolb, EJ, Fortezzo, CM, Platz, T, Michael, GG y Hare, TM (2014). *Geologic map of Mars*. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Valenciano, A, de Pablo, MA y Pacifici, A (2009). The Role of Water on the Evolution of the Nepenthes Mensae Region of Mars. In *Lunar and Planetary Science Conference*, 40, 1052.
- Wray, JJ (2013). Gale crater: the Mars Science Laboratory/Curiosity rover landing site. *International Journal of Astrobiology*, 12(01), 25-38.
- Yamaguchi, Y, Miyamoto, H, Tanaka, KL, Dohm, JM y Hare, TM (2010). Detailed mapping and statistical analysis of noachian and post-noachian valley networks: implications to the history of Martian surface environment. In *Lunar and Planetary Science Conference*, 41, 1775.

INFLUENCIA DEL VULCANISMO DEL DECÁN: SEÑALES Y EVIDENCIAS EN LAS ASOCIACIONES DE FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS FINICRETÁICAS EN EL SE DE ESPAÑA

Vicente Gilabert Pérez

Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza

vgilabert@unizar.es

Introducción

Las causas de la extinción del límite Cretácico/Paleógeno (K/Pg) siguen siendo objeto de debate, a pesar de las evidencias que señalan al impacto de un gran asteroide en Chicxulub (Yucatán, México) (Schulte et al., 2010). Sin embargo, recientes dataciones de las coladas basálticas del Decán (India) restringen su emisión a menos de 750 ka en torno al límite K/Pg (Schoene et al., 2015), renovando el interés de la hipótesis volcánica. Aunque el inicio de la fase principal del vulcanismo del Decán parece bien definido, existen discrepancias sobre el ritmo de las erupciones. Schoene et al. (2015) proponen que el 80% de las coladas basálticas se emitieron en los 250 ka anteriores al límite K/Pg (Figura 1) propiciando un evento de extinción previo a dicho límite. No obstante, las propuestas de Richards et al. (2015) y Renne et al. (2015) sugieren que sería el impacto de Chicxulub el que desencadenaría hasta el 70% de las coladas basálticas en aproximadamente los 500 ka siguientes al límite K/Pg (Figura 1).

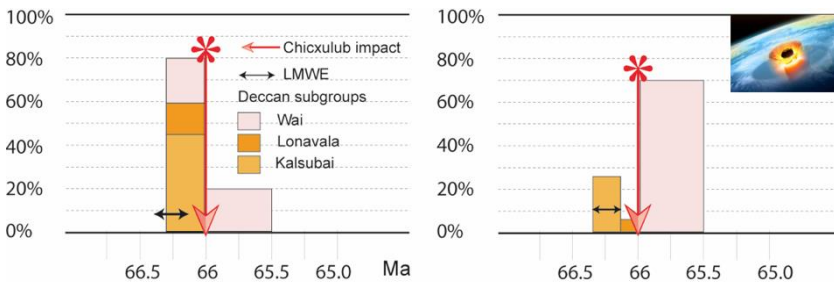


Figura 1. Comparación del porcentaje del volumen emitido por las coladas basálticas de los distintos subgrupos de fase principal del Decán, según las propuestas de Schoene et al. (2015) (izquierda) y de Richards et al. y Renne et al. (2015) (derecha)

Objetivos y primeros resultados

El objetivo principal de esta tesis doctoral será el de evaluar la influencia del vulcanismo del Decán, explorando como punto de partida ambas propuestas. Para ello está previsto el análisis de las asociaciones de foraminíferos planctónicos en 3 secciones diferentes: Caravaca, Zumaia (España) y Nye klov (Dinamarca). Además de su continuidad otro de los factores determinantes para su estudio es que se representan paleoambientes muy distintos (Smit et al., 2004). Caravaca correspondería a una sección del Suroeste del Tetis, Nye Klov es la sección paleolatitudinalmente más alta del hemisferio Norte (Keller et al., 1993) y por último Zumaia es una sección intermedia entre ambas, que estaría conectada al Tetis por amplias y someras plataformas carbonatadas y que recibiría influencias de las aguas frías del Atlántico Norte (Pujalte et al., 1998)

Hasta el presente, se ha llevado a cabo un estudio micropaleontológico del intervalo de margas y margocalizas hemipelágicas depositadas a una profundidad estimada de 1000 m durante los últimos 410 ka del Cretácico en la sección del Barranco del Gredero, (Caravaca). Se ha realizado un estudio bioestratigráfico de los 18 m finales del Maastrichtiense, se han analizado los cambios en la biodiversidad y, por primera vez en esta localidad, se ha usado un índice de fragmentación en foraminíferos como indicador relativo del grado de saturación en carbonato de las aguas oceánicas. Para el índice de fragmentación se han estudiado al menos 500 ejemplares entre completos y semicompletos ($>2/3$ de la concha) además de todos los fragmentos identificados hasta alcanzar estos 500 ejemplares en cada una de las 35 muestras analizadas. Las muestras analizadas se han seleccionado cada 50 cm aproximadamente, y cada 20 cm en el último metro bajo el límite K/Pg. Se ha empleado el índice de fragmentación propuesto por Berger et al. (1982), definido como: $F = \text{Fragmentos} / (\text{Fragmentos} + \text{conchas completas y semicompletas}) * 100$). Según estos autores, el grado de fragmentación de las conchas de foraminíferos es un buen indicador del estado de saturación del carbonato, de tal modo que valores superiores al 40% se correlacionan con una fuerte disolución de los carbonatos (Kucera et al., 1997).

En el Barranco del Gredero, los 11,7 m inferiores pertenecen a la parte alta de la Biozona CF2 o biozona de *Pseudoguembelina palpebra* (Li and Keller, 1998)

cuya base se define por el dato de último registro de *Gansserina gansseri*, y su techo por el dato de primer registro de *Plummerita hantkeninoides*. Los 6,3 m superiores pertenecen a la biozona de extensión total de *Plummerita hantkeninoides* o CF1 (Li and Keller, 1998) marcadora de los últimos 140 ka del Maastrichtiense (según la calibración de Husson et al., 2014). Esto nos ha permitido calcular una tasa de sedimentación promedio para los últimos 6,3 m de 4,5cm/ka que se ha extrapolado al resto de la sección, dado que no hay cambios litológicos abruptos ni se han identificado superficies erosivas en su interior. La biodiversidad en ambas biozonas es alta, con entre 61 y 69 especies de foraminíferos planctónicos que tienen una presencia bastante constante a lo largo de todo el perfil (Arz et al., 2000).

Valores altos del índice de fragmentación reflejan condiciones de alta disolución en carbonato que algunos autores han relacionado con condiciones de acidificación de las aguas a finales de Maastrichtiense (Punekar et al., 2014). En Caravaca se han identificado valores de fragmentación altos en dos intervalos, de 14,7 a 10,8 m bajo el límite K/Pg (con un promedio de 46%), y de 7,5 a 6,55 m bajo el límite K/Pg (con un promedio de 43%). Los dos intervalos con valores de fragmentación elevados tienen equivalencia temporal de entre 66,36 y 66,28 Ma para el primer intervalo y de entre 66,21 y 66,18 Ma para el segundo, usando para ello el valor de tasa de sedimentación constante de 4,5cm/ka y una edad para el límite K/Pg de 66,04 Ma (Renne et al., 2013). Dichos intervalos se han podido correlacionar intervalos equivalentes del Site 525, y ODP 1267 del Atlántico Sur (Kucera et al., 1997; Henehan et al., 2016) y del Pacífico como el ODP site 1209, (Dameron et al., 2017; Henehan et al., 2016) lo que sugiere que es un fenómeno global.

En los intervalos con elevado índice de fragmentación aumenta la dominancia de las especies, la frecuencia de géneros ecológicamente generalistas (estrategia r) como *Heterobelix* y *Globigerinelloides* (Figura 2) y disminuye la de géneros especialistas (estrategia K) como *Planoglobulina* y *Globotruncana* (Figura 2). En ambos intervalos se ha identificado una pérdida progresiva en los grupos de foraminíferos planctónicos de estrategia K especialmente en los habitantes de aguas más profundas como los globotruncánidos, y los de aguas superficiales como *Pseudoguembelina*. Ello sugiere que tuvo lugar una ruptura del gradiente térmico en la columna de agua, restringiendo el nicho óptimo para los

individuos de estrategia K, lo que propició el desarrollo de asociaciones de foraminíferos planctónicos más homogéneas y dominadas por organismos de estrategia r como pueden ser el grupo de los heterohelícidos.

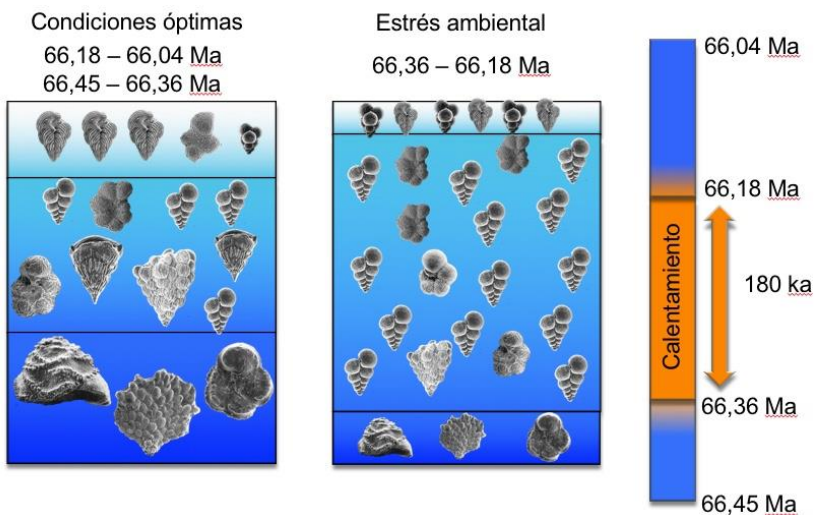


Figura 2. A la izquierda esquema de una asociación tipo de foraminíferos planctónicos en condiciones de máxima diversidad y de estabilidad ambiental antes del episodio de estrés ambiental y después del mismo. A la derecha situación durante el episodio de estrés ambiental (calentamiento, pérdida del gradiente térmico dominancia de especies pequeñas y generalistas y posible acidificación de las aguas)

Discusión

El estrés en las asociaciones de foraminíferos planctónicos, el calentamiento de aguas superficiales y profundas junto con un aumento de la disolución del carbonato pudiendo reflejar un incremento en la acidificación de las aguas son evidencias que pueden ser relacionadas con el desarrollo de episodios eruptivos acontecidos entre 66,36 y 66,18 Ma. Estos episodios volcánicos son compatibles además con el emplazamiento del inicio de la fase principal del Decán. Sin embargo, el estrés ecológico soportado por los foraminíferos planctónicos no fue lo suficientemente intenso como para provocar extinciones contemporáneas previas al límite K/Pg. Los últimos 140 ka del Maastrichtiense en Caravaca se

caracterizan por un retorno a las condiciones previas al episodio de estrés ambiental identificado entre 66,36-66,18 Ma, con asociaciones de foraminíferos planctónicos heterogéneas y muy diversas. En este sentido la hipótesis propuesta por Schoene et al. (2015) no es avalada por los resultados obtenidos en la sección de Caravaca.

Próximos objetivos

Actualmente se está iniciando el estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos de los primeros 8 metros del Daniense. Además se está llevando a cabo análisis de isótopos estables del C y O, del contenido en CO₃Ca y en carbono orgánico total para alcanzar resultados más precisos sobre la influencia de episodios eruptivos de finales del Maastrichtiense y/o principios del Daniense sobre las asociaciones de foraminíferos planctónicos.

Referencias

- Arz, J.A., Arenillas, I., Molina, E. & Sepúlveda, R. (2000) La estabilidad evolutiva de los planctónicos en el Maastrichtiense Superior y su extensión en el límite Cretácico/Terciario de Caravaca, España. *Revista Geológica de Chile*, 27, 27–47.
- Berger, W.H., Bonneau, M.C. & Parker, F.L. (1982) Foraminifera on the deep-sea floor: lysocline and dissolution rate. *Oceanologica Acta*, 5(2), 249–258.
- Dameron, S.N., Leckie, R.M., Clark, K., MacLeod, K.G., Thomas, D.J., Lees, J.A., (2017) Extinction, dissolution, and possible ocean acidification prior to the Cretaceous/Paleogene (K/Pg) boundary in the tropical Pacific. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 485, 433–454.
- Henehan, M.J., Hull, P.M., Penman, D.E., Rae, J., Schmidt, D.N., (2016) Biogeochemical significance of pelagic ecosystem function: an end-Cretaceous case study. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences* 371, 20150510.
- Husson, D., Galbrun, B., Gardin, S., Thibault, N., (2014) Tempo and duration of short-term environmental perturbations across the Cretaceous-Paleogene boundary. *Stratigraphy* 11, 159–171.
- Keller, G., Barrera, E., Schmitz, B., Mattson, E., (1993) Gradual mass extinction, species survivorship, and long-term environmental changes across the Cretaceous-Tertiary boundary in high latitudes. *GSA Bulletin*, 105, 979-997.
- Kucera, M., Malmgren, B.A., Sturesson, U., (1997) Foraminiferal dissolution at shallow

- depths of the Walvis Ridge and Rio Grande Rise during the latest Cretaceous: Inferences for deep-water circulation in the South Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 129, 195–212.
- Li, L., Keller, G., (1998) Abrupt deep-sea warming at the end of the Cretaceous. *Geology* 26, 995–998.
- Punekar, J., Mateo, P., Keller, G., (2014) Effects of Deccan volcanism on paleoenvironment and planktic foraminifera: A global survey, in: *Volcanism, Impacts, and Mass Extinctions: Causes and Effects*. Boulder, pp. 91–116.
- Pujalte, V., Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X. y Payros, A., (1998) Paleocene Strata of the Basque Country, Western Pyrenees, N Spain: Facies, and Sequence Development in a Deep-water Starved Basin. *Special Publications of SEPM* 60, 311–328.
- Renne, P.R., Deino, A.L., Hilgen, F.J., Kuiper, K.F., Mark, D.F., Mitchell, W.S., Morgan, L.E., Mundil, R., Smit, J., (2013) Time scales of critical events around the cretaceous-paleogene boundary. *Science* 339, 684–687.
- Renne, P.R., Sprain, C.J., Richards, M.A., Self, S., Vanderkluyzen, L., Pande, K., (2015) State shift in Deccan volcanism at the Cretaceous-Paleogene boundary, possibly induced by impact. *Science* 350, 76–78.
- Richards, M.A., Alvarez, W., Self, S., Karlstrom, L., Renne, P.R., Manga, M., Sprain, C.J., Smit, J., Vanderkluyzen, L., Gibson, S.A., 2015. Triggering of the largest Deccan eruptions by the Chicxulub impact. *GSA Bulletin* 127, 1507–1520.
- Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Barton, P.J., Bown, P.R., Bralower, T.J., Christeson, G.L., Claeys, P., Cockell, C.S., Collins, G.S., Deutsch, A., Goldin, T.J., Goto, K., Grajales-Nishimura, J.M., Grieve, R.A.F., Gulick, S.P.S., Johnson, K.R., Kiessling, W., Koeberl, C., Kring, D.A., MacLeod, K.G., Matsui, T., Melosh, J., Montanari, A, Morgan, J.V., Neal, C.R., Nichols, D.J., Norris, R.D., Pierazzo, E, Ravizza, G, Rebolledo-Vieyra, M., Reimold, W.U., Robin, E., Tobias Salge, , Speijer, R.P., Sweet, A.R., Urrutia-Fucugauchi, J., Vajda, V., Whalen, M.T. & Willumsen, P.S. 2010. The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary. *Science*, 327, 1214–1218.
- Schoene, B., Samperton, K.M., Eddy, M.P., Keller, G., Adatte, T., Bowring, S.A., Khadri, S.F.R., & Gertsch, B. (2015). U–Pb geochronology of the Deccan Traps and relation to the end-Cretaceous mass extinction. *Science*, 347, 182–184.
- Smit, J., (2004) The section of the Barranco del Gredero (Caravaca, SE Spain): a crucial section for the Cretaceous/Tertiary boundary impact extinction hypothesis. *Journal of Iberian Geology* 31, 179–191.

TRANSFORMACIONES MINERALES Y TEXTURALES EN ARCILLAS CALCINADAS

Elisa Laita Florián

Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza
elisa.laita12@gmail.com

Introducción

Actualmente, las arcillas aluminicas con caolinita y/o pirofilita suponen la materia prima más importante en la fabricación de gres y pavimentos cerámicos de alta calidad así como de cerámica refractaria. Dado el interés industrial que tienen, conocer las transformaciones minerales y texturales que tienen lugar en estos materiales al someterlos a procesos de calcinación es de gran interés.

Por ello, aquí se presentan los resultados obtenidos al estudiar las transformaciones minerales y texturales que tienen lugar tanto en arcillas calcinadas durante un proceso cerámico de alta temperatura (Laita y Bauluz, 2018), como en arcillas calcinadas por un proceso de autocombustión de carbón. En ambos casos las arcillas de partida eran arcillas aluminicas.

Con el fin de determinar las fases minerales presentes en ambos tipos de arcillas, se realizó un estudio cualitativo por difracción de rayos X. Una vez conocidos los minerales presentes en cada muestra, se hizo una cuantificación mineral siguiendo el procedimiento de Hillier (2003) basado en el uso de estándares. Tras determinar el porcentaje de cada mineral presente en las muestras, la proporción de fase vítrea fue determinada por diferencia (hasta 100%). Posteriormente, las muestras fueron analizadas por microscopía electrónica de barrido de emisión de campo (FESEM) y microscopía electrónica de transmisión (TEM) con el fin de determinar las transformaciones minerales y texturales a una mayor resolución de la que se consigue en microscopía óptica, así como analizar la composición química de las fases presentes.

Arcillas calcinadas mediante un proceso cerámico de alta temperatura

Para calcinar las arcillas mediante un proceso cerámico, se fabricaron unas probetas por prensado a partir de una barbotina fabricada con la fracción inferior a 400 μm . Tras el secado de las probetas a temperatura ambiente, fueron cocidas a temperaturas entre 800°C y 1300°C. La cocción se realizó en condiciones oxidantes, el incremento de temperatura fue de 200°C/h y el máximo térmico se mantuvo durante 2h.

Las transformaciones minerales y texturales producidas con el incremento de la temperatura son muy similares en todas las muestras estudiadas que fueron sometidas a cocción. En la figura 1 se muestra la cuantificación mineral obtenida de una de esas muestras. Como puede observarse, todas las fases presentes en la muestra natural se van desestabilizando conforme aumenta la temperatura. Además, durante la cocción cristaliza hematites (a 900°C) y a partir de 1000°C se forma fase vítrea (apartado denominado “otros” en la figura 1) y cristaliza mullita. A temperaturas elevadas (1200-1300°C) las muestras están formadas principalmente por mullita (30-40%) y fase vítrea (60-70%).

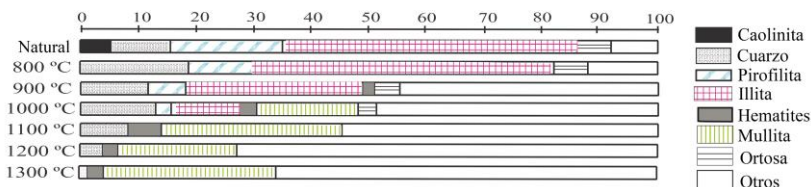


Figura 1. Cuantificación mineral de una de las muestras calcinadas mediante proceso cerámico (Modificado de Laita y Bauluz, 2018).

Los resultados de microscopía electrónica indican que la mineralogía se simplifica y la textura de las muestras es más homogénea conforme aumenta la temperatura de cocción (figura 2a y b). Además, se observan cristales de mullita inmersos en una fase vítrea por lo que puede deducirse que la mullita ha cristalizado a partir de esta fase vítrea (figura 2c y d).

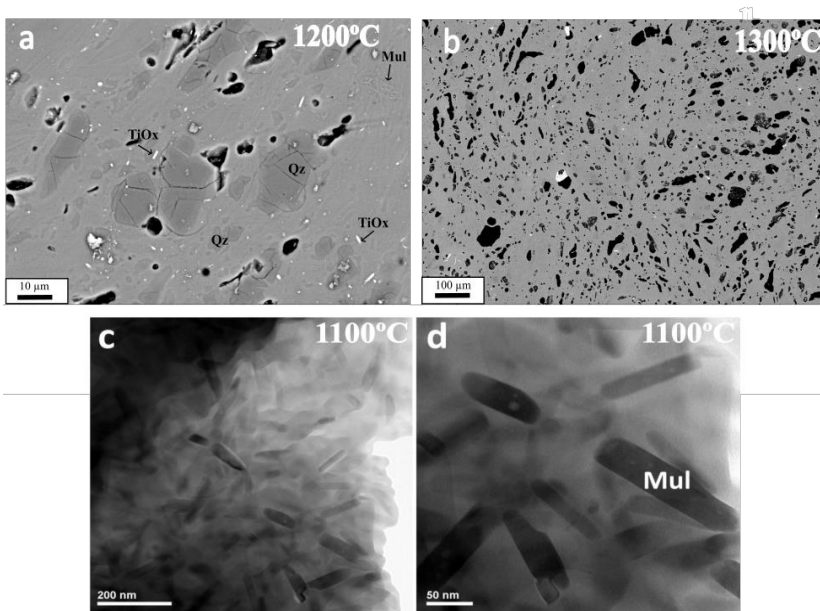


Figura 2. a y b) imágenes de FESEM donde se observan cuarzos fracturados debido al proceso de cocción, óxidos de titanio y cristales de mullita. El bajo contraste en la escala de grises indica similitud composicional, c y d) imágenes de TEM con cristales de mullita inmersos en fase vítrea. (Modificado de Laita y Bauluz, 2018)

Por otro lado, los análisis químicos indican que la mullita que cristaliza durante el proceso de cocción no es estequiométrica ya que el promedio de los análisis químicos de las mullitas formadas entre 1000-1300°C indica que presentan menores contenidos en aluminio (24%) y mayores contenidos en silicio (22%) que la composición de la mullita teórica (38%Al y 13,18%Si). Sin embargo, conforme aumenta la temperatura de cocción, su composición se aproxima más a la teórica, ya que la difusión del aluminio aumenta, lo que favorece que sustituya al silicio en la estructura (Laita y Bauluz, 2018).

Arcillas calcinadas por autocombustión de carbón.

Las arcillas calcinadas por la autocombustión del carbón presentan una alta porosidad así como un aspecto vítreo. Estudios previos indican que la temperatura alcanzada por estos materiales debió ser superior a 1050°C y que los periodos de calcinación fueron superiores a 100h (Alastuey et al, 1993).

Los difractogramas de rayos X obtenidos para estas muestras indican que están formadas por cuarzo, hematites, mullita, cristobalita, esseneita, hercynita, cordierita y yeso. La calcinación de las arcillas a las altas temperaturas alcanzadas durante el proceso de autocombustión del carbón produce una intensa vitrificación. Si se comparan con las arcillas que se sometieron al proceso cerámico, en estas arcillas también se ha formado gran cantidad de fase vítrea, si bien su contenido es algo menor en estas muestras (50%) que en las sometidas al proceso cerámico (60-70%). Además, también se produce la cristalización de mullita.

Los resultados de microscopía electrónica han permitido observar que estas arcillas calcinadas son muy complejas composicionalmente y presentan texturas muy heterogéneas. Las fases minerales identificadas por difracción de rayos X se presentan con diversas morfologías e incluso formando exsoluciones o reemplazamientos dependiendo de la zona de la muestra observada.

Por otro lado, los análisis químicos de las fases neoformadas indican que ninguna de las fases se ajusta a su fórmula teórica y que existen composiciones intermedias entre unas fases y otras. Además, al igual que en el caso de las arcillas sometidas a cocción cerámica, la mullita analizada no es estequiométrica y presenta un mayor contenido en aluminio (21%) y menor en silicio (26%) que la mullita teórica.

Conclusiones

Tanto el proceso cerámico de alta temperatura como el proceso de autocombustión del carbón han producido una serie de transformaciones minerales y texturales en las arcillas calcinadas estudiadas.

Estas transformaciones consisten en la desestabilización de las fases que formaban la muestra natural y la cristalización de nuevas fases como la hematites y la mullita que se forma a partir de la fase vítrea generada por la fusión de las fases iniciales. Además, la calcinación produce un incremento notable en la porosidad de las muestras.

Las transformaciones minerales y texturales que se producen en las arcillas calcinadas por la autocombustión del carbón son más complejas que las producidas en las arcillas sometidas a cocción. Esto puede ser debido a que el proceso de autocombustión es un proceso heterogéneo cuya duración e intensidad pueden variar dentro del estrato donde se encuentran las muestras calcinadas. En contraste, tanto el incremento de temperatura como la duración de la cocción son parámetros controlados durante el proceso cerámico, por lo que afecta de la misma forma a la totalidad de la muestra.

Por último, los resultados obtenidos de este estudio proporcionan información útil sobre el proceso de cocción de arcillas alumínicas que puedan ser utilizadas en la fabricación de productos cerámicos.

Referencias

- Alastuey, A., Bastida, J., Fernández Turiel, J.L., Querol, X., Signes, M. (1993) Mineralogía de las arcillas calcinadas de la base de la Fm. Escucha en el área de Foz-Calanda. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 17, 171-184.
- Hillier, S. (2003) Quantitative analysis of clay and other minerals in sandstones by X-ray powder diffraction (XRPD). *International Association of Sedimentology Special Publications*, 34, 213-251.
- Laita, E. y Bauluz, B. (2018) Mineral and textural transformations in aluminium-rich clays during ceramic firing. *Applied Clay Science*, 152, 284-294.

DINÁMICA DE LA VEGETACIÓN DE MONTAÑA DURANTE EL HOLOCENO EN EL PIRINEO CENTRAL: UNA APROXIMACIÓN A PARTIR DE LAGOS Y CUEVAS HELADAS

Maria 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 paisajes actuales son producto de procesos climáticos, ambientales y culturales que han ido cambiando con el paso del tiempo, por lo que son sistemas dinámicos sometidos al continuo cambio en respuesta a diferentes procesos y perturbaciones ambientales (García-Ruiz et al., 2015). Uno de los factores principales que determina el paisaje es la relación entre el fuego y la vegetación, por ello, comprender estas relaciones ayudará a entender las transformaciones y la evolución que han sufrido las montañas en el pasado (Gil-Romera et al., 2014).

El actual Cambio Global está afectando nuestros paisajes, y en particular, los ecosistemas de montaña ya que son unos de los ambientes más sensibles ante estas alteraciones (Krajick, 2004). En el Pirineo ya se están constatando importantes cambios de vegetación como la densificación y aumento altitudinal del límite del bosque (Camarero & Gutiérrez, 2004; García Ruiz et al., 2015) o la termofilización de comunidades vegetales de altitud (Gottfried et al., 2012; Steinbauer et al., 2018).

Entender la dinámica natural del sistema es un prerequisite clave para la buena gestión de los ecosistemas y su dinámica no puede ser entendida sin una larga perspectiva sobre los cambios vegetales ocurridos a escalas milenarias. Por ello, es importante definir evidencias tanto presentes como pasadas sobre cambios en las comunidades vegetales con el fin de proteger los paisajes alpinos.

Existen diversos archivos paleoambientales de los cuales se puede extraer información acerca del clima y ambiente del pasado. Los lagos han sido

ampliamente utilizados para estudios paleoambientales ya que proporcionan registros estratigráficos relativamente largos y continuos, de los cuales se pueden obtener detalladas series de tiempo de los cambios acaecidos en su entorno (González-Sampérez et al., 2017). Sin embargo, también existen otros archivos continentales como las cuevas heladas (Perşoiu y Onac, 2012), que a pesar de su remota localización pueden ser clave para realizar reconstrucciones detalladas en áreas de montaña, ya que los ambientes helados pueden conservar diferentes restos biológicos, no fácilmente preservados en otros tipo de depósitos.

El objetivo principal que se persigue mediante este trabajo es estudiar los cambios de vegetación ocurridos a escala regional y local en el Pirineo Central durante el Holoceno y su relación con el clima, el fuego y las actividades humanas.

Zona de estudio

Este trabajo se centra en el estudio de diferentes secuencias paleoambientales del Pirineo Central: el Ibón de Marboré (2612 m a.s.l.; 42°41'N, 0° 02'E), localizado en el Macizo de Monte Perdido, La Basa de la Mora-BSM (1914 m a.s.l.; 42°32'N, 0°19'E) y la Cueva Helada A294 (42°30'52"N; 0°20'10"E, 2238m a.s.l.), ambas localizadas en el Macizo de Cotiella.

Actualmente, la vegetación en el Pirineo Central muestra una distribución típica de ambientes de montaña (aunque con ligeras variaciones locales) donde se diferencian 3 principales pisos de vegetación: (1) el piso montano (1200-1600 m s.n.m.) se caracteriza por un bosque mixto de caducifolios y pinos; (2) el piso subalpino (por debajo de los 2000 m s.n.m.) está dominado por comunidades de *Pinus uncinata*, siendo ésta la especie que forma en la actualidad el límite del bosque en torno a los 2000 m s.n.m. (aunque con ligeras variaciones dependiendo de la orientación de la ladera); y (3) el piso alpino (por encima de los 2000 m s.n.m.) donde tan sólo encontramos especies herbáceas adaptadas a las duras condiciones ambientales. En la actualidad, dos de las secuencias estudiadas (el Ibón de Marboré y la Cueva Helada A294) se localizan por encima del actual límite del bosque.

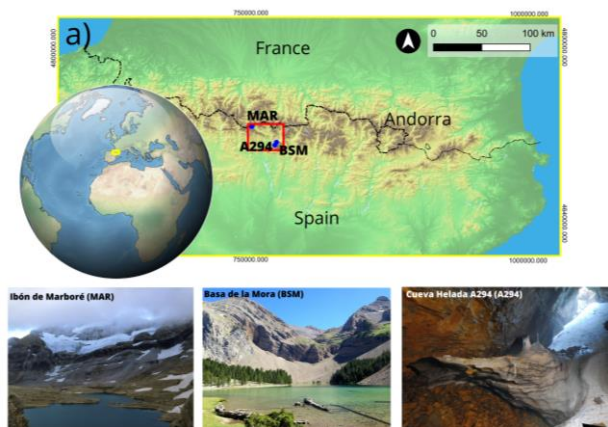


Figura. 1. Localización de las zonas de estudio

Metodología

La extracción de los sondeos lacustres en La Basa de la Mora y Marboré se realizó mediante la plataforma tipo Uwitec y su correspondiente equipo de sondeo del Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC). Los sedimentos fueron datados mediante ^{210}Pb , ^{137}Cs y AMS ^{14}C y muestreados siguiendo una metodología multiproxy (Pérez-Sanz et al., 2013; Leunda et al., 2017; Oliva-Urcia et al., 2017). En el presente estudio se ha trabajado esencialmente con dos de los indicadores: polen y partículas de microcarbón. El polen fósil es uno de los indicadores más utilizados para caracterizar cambios de vegetación ocurridos durante el Holoceno a nivel regional (González-Sampériz et al., 2017). La extracción del polen del resto de sedimentos se realizó siguiendo el protocolo establecido por Moore et al., (1991) y la identificación de los granos de polen a través de un microscopio óptico. Además del polen, las partículas de microcarbón (de tamaños entre 10-100 μm) aportan valiosa información ambiental sobre los incendios ocurridos en el pasado, ya que resultan de la combustión incompleta de tejido vegetal que quedan acumuladas tras un incendio (Patterson et al., 1987) y mediante su cuantificación se puede estimar la importancia que tuvo el fuego en diferentes momentos del pasado. Para ello, se ha aplicado una metodología pionera en sedimentos lacustres (Daniau et al.,

2009) en la cual se realiza el recuento de los microcarbones mediante análisis de imagen.

En cuanto a la Cueva Helada A294, una de las peculiaridades principales de este depósito es la gran abundancia de macrofósiles vegetales perfectamente conservados (además de polen) que posee, los cuales permiten datar mediante AMS ^{14}C dichos restos además de poder identificarlos con gran precisión taxonómica. Los macrofósiles vegetales complementan la información obtenida a partir del polen ya que nos indican la presencia local de los taxones vegetales identificados, por lo que son muy utilizados para inferir variaciones en el límite del bosque del pasado (Tinner & Theurillat, 2003). De este modo, en este registro helado se ha trabajado esencialmente con polen y macrofósiles vegetales.

De cara a ayudar a la interpretación de las secuencias palinológicas, se ha caracterizado cualitativamente la lluvia polínica actual. Para ello se recolectaron un total de 25 musgos y se realizaron inventarios florísticos a su alrededor siguiendo un transecto altitudinal desde Pineta hasta Gavarnie (pasando por el Ibón de Marboré). Los musgos son excelentes captadores de la lluvia polínica actual y ayudan a comprender las posibles sobre/sub-representaciones existentes entre la vegetación actual y la deposición del polen en la actualidad. (Leunda et al., 2017).

Resultados y discusión

La comparación de los datos polínicos obtenidos a partir de la secuencia lacustre de Marboré con el transecto de musgos, apunta a que durante la primera mitad del Holoceno (9300-5200 años cal BP) el bosque caducifolio estaba más extendido y alcanzaba cotas más elevadas que en la actualidad (Leunda et al., 2017). Así lo apuntan también los macrorrestos vegetales preservados en la Cueva Helada A294. La aparición de varias semillas de abedul (*Betula alba*) indican que los abedules habrían colonizado el piso alpino hasta hace al menos hace 4900 años (400 m más arriba que en la actualidad). Los pinos, y a su vez el límite del bosque, también se localizarían a una altitud superior respecto a la actualidad (al menos 200 m más arriba), tal y como lo demuestran el polen y la

gran cantidad de acículas de *Pinus uncinata* encontradas hasta hace 4200 años cal BP.

Esto concuerda con las condiciones climáticas establecidas para este periodo, el Óptimo Climático Holoceno (OCH), un periodo cálido y húmedo que ha sido caracterizado a escala europea (Rensen et al., 2009). Estas condiciones ambientales habrían favorecido que los bosques se expandiesen en altitud en el Pirineo, tal y como se ha observado también en otras cordilleras como los Alpes (e.g. Tinner & Theurillat et al., 2003). La abundancia en las masas boscosas durante la primera parte del Holoceno, pudo haber favorecido el aumento en la actividad de fuego debido a la alta disponibilidad de combustible, así como de altas temperaturas registradas (tal y como apuntan el aumento de microcarbones de las secuencias de Marboré y La Basa de la Mora en torno a hace ca. 6500 años cal BP). Estos efectos ya han sido previamente observados en otras secuencias (e.g. Gil-Romera et al., 2014).

A partir de 4000-5000 años cal BP se observa un cambio generalizado en las condiciones ambientales en todos los registros. A nivel regional se registra un descenso considerable en los porcentajes de bosque caducifolio, tanto en Marboré como en la Basa de la Mora (Pérez-Sanz et al., 2013; González-Sampériz et al., 2017; Leunda et al., 2017). Al mismo tiempo, a nivel local, a 2238m s.n.m. se observa una notable bajada en el límite del bosque, ya que los restos vegetales de la Cueva Helada A294 muestran que el bosque fue sustituido por praderas de *Dryas octopetala*. *D. octopetala* es un arbusto rastrero boreo-ártico, que indica condiciones frías y largos periodos de cubierta nival en el suelo (floragon.ipe-csic.es). Esto coincide con una tendencia climática global hacia condiciones más frías que ha sido registrada a nivel mundial y es conocida como Neoglacial (Davis et al., 2009). También se observa un claro descenso en la actividad del fuego a partir de hace ca. 6000 años cal BP y hasta hace ca. 3500 años cal BP.

En torno a ca. 3500 años cal BP se observa un aumento en los taxones polínicos herbáceos sugiriendo una apertura en el paisaje (Pérez-Sanz et al., 2013; Leunda et al., 2017). Esto podría estar relacionado con un incremento en los incendios a nivel regional, tal y como se observa en el aumento de microcarbones registrado tanto en la secuencia de Marboré como en la de la

Basa de la Mora. Los incendios podrían ser ocasionados tanto por un clima más seco, tal y como se registra a escala de cuenca Mediterránea (Roberts et al., 2011), como por un incremento en las actividades humanas. El impacto antropogénico intenso en la vegetación queda patente a partir de la Edad Media, siendo los últimos 1300 años los más significativos en este sentido, con una expansión más notable en taxones herbáceos. Además, es durante los últimos 700 años cuando queda constancia del aumento significativo del polen de olivo procedente de los cultivos localizados en los fondos de valle (Leunda et al., 2017). La actividad del fuego aumenta significativamente en las últimas décadas, claramente relacionado con un aumento en las actividades humanas.

Referencias

- Daniau A.L., Sanchez-Goni M.F., Duprat J. 2009. Last glacial fire regime variability in western France inferred from microcharcoal preserved in core MD04-2845, Bay of Biscay, *Quaternary Research*, 71, 385-396.
- Davis, P.T., Menounos, B., Osborn, G., 2009. Holocene and latest Pleistocene alpine glacier fluctuations: a global perspective. *Quat. Sci. Rev.* 28, 2021–2033.
- García-Ruiz, J.M., López-Moreno, J.I., Lasanta, T., Vicente-Serrano, S.M., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Sanjuán, Y., Beguería, S., Nadal-Romero, E., Lana-Renault, N., Gómez-Villar, A., 2015. Los efectos geoecológicos del cambio global en el Pirineo Central español: una revisión a distintas escalas espaciales y temporales. *Pirineos* 170, 012.
- 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). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 402, 113–124.
- González-Sampériz, P., Aranbarri, J., Pérez-Sanz, A., Gil-Romera, G., Moreno, A., Leunda, M., Sevilla-Callejo, M., Corella, J.P., Morellón, M., Oliva, B., Valero-Garcés, B., 2017. Environmental and climate change in the southern Central Pyrenees since the last glacial maximum: a view from the lake records. *Catena* 149 (Part 3), 668–688. Geoecology in Mediterranean mountain areas. Tribute to Professor José María García Ruiz. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.041>.
- Gottfried, M., Pauli, H., Futschik, A., Akhalkatsi, M., Barančok, P., Benito Alonso, J.L., Coldea, G., Dick, J., Erschbamer, B., Fernández Calzado, M.R., Kazakis, G.,

- Krajčič, J., Larsson, P., Mallaun, M., Michelsen, O., Moiseev, D., Moiseev, P., Molau, U., Merzouki, A., Nagy, L., Nakhutsrishvili, G., Pedersen, B., Pelino, G., Puscas, M., Rossi, G., Stanisci, A., Theurillat, J.-P., Tomaselli, M., Villar, L., Vittoz, P., Vogiatzakis, I., Grabherr, G., 2012. Continent-wide response of mountain vegetation to climate change. *Nat. Clim. Chang.* 2, 111–115.
- Krajčič, K., 2004. All downhill from here? *Science* 303, 1600–1602.
- Leunda M, Gonzaález-Sampérez P, Gil-Romera G, Aranbarri J, Moreno A, Oliva-Urcia B, Sevilla-Callejo M, Valero-Garcés B. 2017. The Late-Glacial and Holocene Marboré Lake sequence (2612 m asl, Central Pyrenees, Spain): testing high altitude sites sensitivity to millennial scale vegetation and climate variability. *Glob Planet Chang* 157:214–231
- Moore, P.D., Webb, J.A., Collison, M.E., 1991. *Pollen Analysis*, 2nd ed. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Oliva-Urcia, B., Moreno, A., Leunda, M., Valero-Garcés, B., González-Sampérez, P., Gil-Romera, G., Mata, P., HORDA group, 2018. Last deglaciation and Holocene environmental change at high altitude in the Pyrenees: the geochemical and paleomagnetic record from Marboré Lake (N Spain). *J. Paleolimnol* 59: 349-371
- Patterson, W.A.I., Edwards, K.J., Maguire, D.J., 1987. Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire. *Quaternary Science Reviews* 6, 3–23.
- Pérez-Sanz, A., González-Sampérez, P., Moreno, A., Valero-Garcés, B., 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). *Quat. Sci. Rev.* 73, 149–169.
- Persoiu, A., Onac, B.P., 2012. Ice in caves. In: White, W.B., Culler, D.C. (Eds.), *Encyclopedia of Caves*. Academic Press, Elsevier Inc., pp.399–404.
- Renssen H, Seppä H, Heiri O, et al. 2009. The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. *Nature Geoscience* 2: 411–414.
- Roberts, N., Brayshaw, D., Kuzucugoglu, C., Pérez, R., Sadori, L. 2011. The mid-Holocene climatic transition in the Mediterranean: causes and consequences. *The Holocene* 21, 3-13.
- Steinbauer M.J., Grytnes, J.A., Jurasinski, G., Kulonen, A., Lenoir, J., Pauli, H., Rixen, C., Winkler, M., Bardy-Durchhalter, M., Barni, E., Björkman, A.D., Breiner, F.T., Burg, S., Czortek, P., Dawes, M.A., Delimat, A., Dullinger, S., Erschbamer, B., Felde, V.A., Fernández-Arberas, O., Fossheim, K.F., Gómez-García, D., Georges, D.,

- Grindrud, E.T., Haider, S., Haugum, S.V., Henriksen, H., Herreros, M.J., Jaroszewicz, B., Jaroszynska, F., Kanka, R., Kapfer, J., Klanderud, K., Kühn, I., Lamprecht, A., Matteodo, M., Morra di Cella, U., Normand, S., Odland, A., Olsen, S.L., Palacio, S., Petey, M., Piscová, V., Sedlakova, B., Steinbauer, K., Stöckli V., Svenning, J.C., Teppa, G., Theurillat, J.P., Vittoz, P., Woodin, S.J., Zimmermann N.E., Wipf S. Accelerated increase in plant species richness on mountain summits is linked to warming (2018). *Nature* 556 (7700), pp. 231-234.
- Tinner, W., Theurillat, J.-P., 2003. Uppermost limit, extent, and fluctuations of the timberline and treeline ecocline in the Swiss Central Alps during the past 11,500 years. *Arct. Antarct. Alp. Res.* 35, 158–169.

IMPACTS OF LAND USE CHANGES ON SOIL PROPERTIES

Iván Lizaga Villuendas

Grupo de Erosión y Evaluación de Suelo y Agua, Estación Experimental de Aula Dei (CSIC), ilizaga@eed.csic.es

Introduction

Changes in land use due to human activities are a widespread problem that usually produce land degradation, and are of considerable concern worldwide in the context of global climate change (Celik, 2005). Over the last century, human activities have been the key drivers of ecosystem transformations through the conversion of natural landscapes into farmlands (Chauchard et al., 2007). The conversion of rangeland into cropland due to agricultural deforestation is a local and global environmental problem (Foley et al., 2005), resulting in changing soil properties and modifying soil physical characteristics that eventually increase soil erosion (Li et al., 2007).

The problems that these practices have created are particularly notable in mountainous areas and in regions with adverse environmental conditions (MacDonald et al., 2000), such as in Mediterranean agroecosystems where natural forest has been progressively cleared and replaced by croplands (Alonso-Sarría et al., 2016). These changes lead to losses of soil nutrients and reduced long-term soil productivity.

Mediterranean mountains are fragile agroecosystems prone to land degradation, due to their climatic conditions characterised by irregular space-time distribution of high intensity rainfall events, followed by long dry periods. There has also been strong anthropogenic pressure during the past centuries. In the twentieth century, following socioeconomic changes, land abandonment notably increased from the mid-1950s onwards, leading to depopulation of rural areas and substantial landscape changes (Navas et al., 2017; Quijano et al., 2016).

Remote sensing enables the comparison of landscape evolution such as the recent land use changes on a multitemporal scale and has the potential to allow calculation of ecological indices.

In this catchment we: i) estimate the variation in the percentage vegetation cover during the successional changes of natural revegetation using remote sensed data; ii) identify the spatial patterns of major soil properties and the differences between land uses.

Study area

The Barués area is an ephemeral stream catchment (23 km²) of the Arba River located in the central part of the Ebro Basin (NE Spain). From a geological point of view, it lies in the distal part of the Pre-Pyrenean range with characteristically south – southwest low angle strata dipping between 5 - 8 degrees. Rock outcrops in the catchment include two conformable Oligo - Miocene lithostratigraphic units of the Uncastillo Formation, mainly composed of sandstone (Tirapu and Arenas, 1996). The geomorphological setting is clearly conditioned by the low bedding strata, setting up the path of the streams following the strata direction. The climate is continental Mediterranean, characterised by cold winters and hot and dry summers. Rainfall events mainly occur in the spring (April and May) and autumn (September and October) and summer droughts occur between the two humid periods. The area is subject to very intense, though sometimes localised storms. The mean annual temperature is 13.4 °C and the mean annual rainfall is about 500 mm. The soil types in the catchment were classified and mapped in 2014 by Machín (EEAD-CSIC, personal communication) from field surveys, with Calcisols and Cambisols (FAO, 2014) being the most abundant soil types. The soils, developed on Quaternary deposits mainly formed by colluvial and alluvial deposits, are alkaline and have low soil organic carbon contents and secondary accumulation of carbonates.

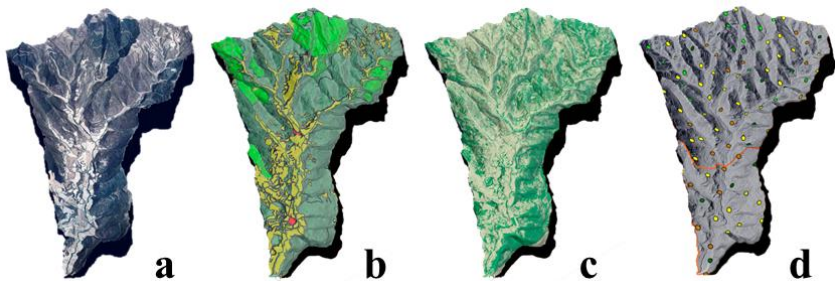


Figure 1. a) Barués catchment. B) 2010 Land use map. C) 1957 Landuse map. D) Sampling points.

Soil sampling and analysis

The sampling sites were distributed proportionally using a previously constructed 500 x 500 m grid created in GIS software that proportionally represents the percentages of the surface occupied by the different land uses in the catchment. The grid location was preserved as much as possible when collecting the samples in representative areas, in order to characterise the properties of the surrounding soil surface within that type of land, while avoiding recently highly disturbed areas. Particle size, soil organic carbon (SOC), TN, pH, CaCO₃, electrical conductivity (EC) were analysed in the ≤ 2 mm fraction for the 98 composite soil samples.

The results showed that there were significant differences in all soil properties except for grain size in croplands compared with the other land uses, indicating that land use is one of the main factors affecting the variation in soil properties.

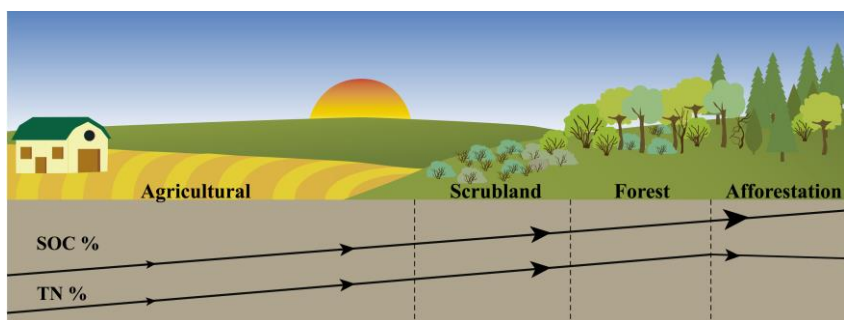


Figure 2. Schematic figure showing how nutrients increase from cropland to natural or afforested land uses.

Remote sensing and soil nutrients

Satellite imagery data were analysed with digital image processing methods and spatial analysis techniques to detect spatial-temporal changes in vegetation and land use. A multitemporal Landsat satellite dataset formed the basis for the change detection procedure. Image series were selected with temporal resolutions ranging from six to twelve years, beginning from the first Landsat image of the study area from 1972 and continuing up to 2017. From the images

used to calculate the NDVI, the increase in the value of the index from the 1970s to the present day indicates an increase in vegetation cover and density. For most of the catchment, this was produced by the gradual abandonment of the agricultural land and its progressive transition to natural revegetated cover, in parallel with afforestation.

Conclusions

After land abandonment, the soil physico-chemical properties vary significantly among different land uses in this mountain agroecosystem. The soil properties values indicate that agricultural land has less fertile soils. Due to afforestation and natural revegetation, soil organic carbon and total nitrogen have significantly increased, supporting the key role of management of agricultural lands in soil organic carbon and nitrogen dynamics. The results extracted from remote sensing analysis and soil nutrient quantification suggest that in the short term, afforestation produces a faster increase in soil organic carbon than natural cover, although an increase is not observed in nitrogen.

The results of this research could help policymakers to develop plans to reduce the loss of nutrients and to make decisions about best practices after land abandonment and future afforestation programmes.

References

- Alonso-Sarría, F., Martínez-Hernández, C., Romero-Díaz, A., Cánovas-García, F., Gomariz-Castillo, F., 2016. Main Environmental Features Leading to Recent Land Abandonment in Murcia Region (Southeast Spain). *Land Degrad. Dev.* 27, 654–670.
- Celik, I., 2005. Land-use effects on organic matter and physical properties of soil in a southern Mediterranean highland of Turkey. *Soil Tillage Res.* 83, 270–277.
- Chauchard, S., Carcaillet, C., Guibal, F., 2007. Patterns of Land-use Abandonment Control Tree-recruitment and Forest Dynamics in Mediterranean Mountains. *Ecosystems* 10, 936–948.
- Foley, J.A., DeFries, R., Asner, G.P., Barford, C., Bonan, G., Carpenter, S.R., Chapin, F.S., Coe, M.T., Daily, G.C., Gibbs, H.K., Helkowski, J.H., Holloway, T., Howard, E.A., Kucharik, C.J., Monfreda, C., Patz, J.A., Prentice, I.C., Ramankutty, N., Snyder, P.K., 2005. Global Consequences of Land Use. *Science* 309, 570–574.
- Li, X.-G., Li, F.-M., Zed, R., Zhan, Z.-Y., Bhupinderpal-Singh, 2007. Soil physical properties and their relations to organic carbon pools as affected by land use in an alpine pastureland. *Geoderma* 139, 98–105.

- MacDonald, D., Crabtree, J.R., Wiesinger, G., Dax, T., Stamou, N., Fleury, P., Gutierrez Lazpita, J., Gibon, A., 2000. Agricultural abandonment in mountain areas of Europe: Environmental consequences and policy response. *J. Environ. Manage.* 59, 47–69.
- Navas, A., Quine, T.A., Walling, D.E., Gaspar, L., Quijano, L., Lizaga, I., 2017. Relating intensity of soil redistribution to land use changes in abandoned Pyrenean fields using fallout caesium-137. *Land Degrad. Dev.* <https://doi.org/10.1002/ldr.2724>
- Quijano, L., Gaspar, L., Navas, A., 2016. Lateral and depth patterns of soil organic carbon fractions in a mountain Mediterranean agrosystem. *J. Agric. Sci.* 154, 287–304.
- Romanyà, J., Rovira, P., 2011. An appraisal of soil organic C content in Mediterranean agricultural soils. *Soil Use Manag.* 27, 321–332.
- Tirapu, G.P., Arenas, C., 1996. Late Oligocene - Early Miocene syntectonic fluvial sedimentation in the Aragonese Pyrenean domain of the Ebro Basin: facies models and structural controls. *Cuad. Geol. Ibérica* 21, 277–296.

EL MAGMATISMO DE LA SIERRA DE ALBARRACÍN: IMPLICACIONES PETROGÉNÉTICAS A ESCALA DE CADENA

Urbez Majarena Serrano

Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza.
urbezmajarena@hotmail.com

Introducción

La Cordillera Ibérica comprende, a lo largo de prácticamente toda su extensión, numerosos afloramientos de rocas ígneas tardivariscas. Todos ellos presentan afinidad calco-alcalina y, en su conjunto, muestran una gran variabilidad composicional (desde andesitas basálticas a riolitas) y de emplazamiento: volcánico (coladas piroclásticas), subvolcánico (diques y sills) y, excepcionalmente, plutónico y de naturaleza gabroica (Lago et al., 2004, 2005). Afloramientos de similar edad y características han sido descritos también en las cadenas más próximas a la Ibérica: Pirineos (Galé, 2005), Sistema Central (Orejana, 2006) y Cordillera Costero-Catalana (Enrique y Solé, 2004).

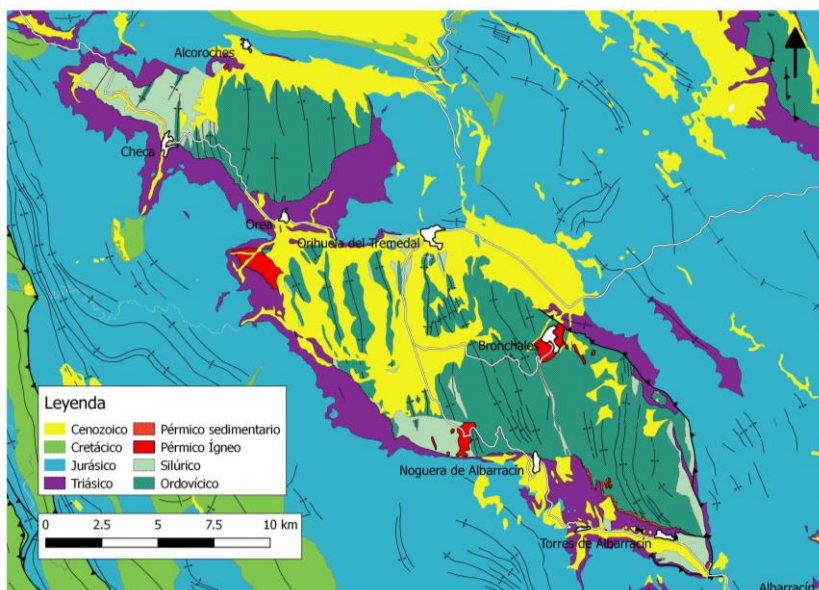
Este escenario, plantea numerosas preguntas acerca del magmatismo tardivarisco de la Cordillera Ibérica ¿Pertencen todas sus manifestaciones a un único evento a escala de cadena, o tuvo este magmatismo una evolución temporal, espacial y/o composicional? ¿Cómo se explica su variabilidad composicional y de emplazamiento? ¿Cómo se relaciona genética-, temporal- y espacialmente este magmatismo, con el observado globalmente y en las cadenas más próximas, para este mismo periodo, durante la disgregación de Pangea?

El estudio de los afloramientos ígneos de la Sierra de Albarracín, por su localización, y características composicionales y de emplazamiento, resulta indispensable para poder responder correctamente algunas de estas preguntas.

La Sierra de Albarracín se encuentra situada en el extremo SE de la Cordillera Ibérica, dentro de la Rama Castellana, y en la zona limítrofe entre las provincias de Teruel y Guadalajara. En su núcleo afloran un conjunto de pizarras y cuarcitas metasedimentarias ordovícico-silúricas que se extienden en dirección NO-SE a lo largo de unos 35 km y se encuentran intruidas por dacitas

y riolitas calco-alcalinas. Todos estos materiales están afectados por pliegues variscos de dirección NNO-SSE. Los principales afloramientos ígneos de este sector son el sill dacítico de Noguera de Albarracín (Gil-Imaz et al., 2006), el afloramiento dacítico volcánico (flujo piroclástico de bloques y cenizas) de Orea (Lago et al., 1995) y las riolitas de Bronchales y Alcoroches (Fig. 1).

Figura 1. Mapa geológico de la Sierra de la Albarracín (modificado de López Olmedo et al. (en línea)).



El sill dacítico de Noguera de Albarracín (Fig. 1) tiene varios kilómetros de longitud e intruye las pizarras del Silúrico inferior. Presenta una destacada disyunción columnar consecuencia de la viscosidad del magma y su posterior contracción térmica (Gil-Imaz et al., 2006). Los enclaves metapelíticos que contienen estas rocas, son indicativos del profundo desarrollo cortical de las fracturas que facilitaron el ascenso del magma. Además, este sill se encuentra afectado por pliegues de orientación N-S, equivalentes a los pliegues variscos que afectan al encajante metasedimentario silúrico (Gil-Imaz et al., 2006).

El afloramiento de Orea (Fig. 1) comprende una secuencia piroclástica de

depósitos de bloques y cenizas (Lago et al., 1995; Lago et al. 2005) sobre la que se disponen, discordantemente, conglomerados atribuidos al Pérmico superior (Lago et al., 1996). La potencia de este afloramiento supera los 270 m e incluye abundantes restos de tallos y hojas de *Callipteris conferta*, que indican su depósito en un ambiente lacustre o pantanoso en una cuenca pérmica de escaso desarrollo.

El afloramiento riolítico de Alcoroches (Fig. 1) se encuentra dividido en dos partes por una zona de falla delimitada por brechas ferruginizadas. Al SE de la falla, las riolitas presentan una clara disyunción columnar, mientras que al NO tienen una estructura masiva. Este afloramiento intruye a las pizarras del Silúrico superior y sobre él se encuentran depositadas, en discordancia angular, las facies *Buntsandstein*.

Las riolitas de Bronchales intruyen en las cuarcitas del Ordovícico superior, y destacan por estar afectadas por un intenso proceso hidrotermal que ha provocado su brechificación y turmalinización.

La similar composición en elementos de todas estas rocas ígneas, sugiere que pudieran emplazarse en un mismo evento magmático. A partir de los criterios de datación relativos, podemos establecer que dicho evento tuvo que tener lugar posteriormente a la edad de las rocas intruidas (Ordovícico superior) y previamente a su plegamiento tardivarisco en Noguera de Albarracín (Carbonífero superior). Sin embargo, conocer la posible evolución composicional y espacial del magmatismo dentro de este sector, dentro de la Cordillera Ibérica, y por extensión de las rocas de la Cordillera Ibérica dentro del Orógeno Varisco, requiere conocer la edad de los afloramientos de forma mucho más precisa y comparable con la del resto de afloramientos a escala regional y global.

A lo largo de este artículo se exponen y estudian las características composicionales y cronológicas del magmatismo de la Sierra de Albarracín como base para comprender el conjunto del magmatismo tardivarisco desarrollado en la Cordillera Ibérica.

Metodología y resultados

Se ha realizado un estudio en lámina delgada de las rocas más representativas de este magmatismo y también de sus enclaves, a partir de las muestras previamente seleccionadas por Lago et. al (2004).

Las rocas de Noguera de Albarracín corresponden a dacitas subvolcánicas, porfídicas con una matriz microcristalina. Presentan fenocristales de piroxeno, anfíbol, biotita, feldespato y cuarzo. Contienen enclaves metamórficos con biotita, feldespatos, granate, sillimanita, corindón y espínela.

Las muestras de Orea son tobas y cineritas de composición dacítica. Las tobas presentan una matriz que contiene cantos redondeados, y minerales con texturas de acomodación previa a su enfriamiento. Tanto los cantos como la matriz presentan una textura porfídica con fenocristales de anfíbol, biotita, feldespatos y cuarzo.

Las muestras de Alcoroches y Bronchales son riolitas porfídicas con frecuentes texturas fluidales y fenocristales de biotita, feldespato y cuarzo. En el caso de Bronchales, en la mayor parte del afloramiento las riolitas se encuentran brechificadas y afectadas, en su práctica totalidad, por un proceso hidrotermal de turmalinización.

El estudio composicional de estas rocas se ha llevado a cabo a partir de datos previos de Lago et al. (2004 y referencias que contiene).

El diagrama TAS (Fig. 2) refleja que todas las rocas de este sector corresponden a los términos intermedios a ácidos de la serie subalcalina. Las muestras más indiferenciadas son las de Noguera de Albarracín y son clasificadas como dacitas. Las muestras de Orea corresponden también a dacitas, pero algo más evolucionadas que las de Noguera de Albarracín, y finalmente, las muestras de Bronchales, tal y como se observa en lámina delgada, corresponden a riolitas.

La composición en elementos traza (Fig. 3) ratifica su afinidad calcoalcalina, y resulta muy similar a la del resto de afloramientos ígneos tardivariscos de la Cordillera Ibérica, confirmando la relación genética entre el magmatismo

de este sector y el desarrollado para la misma época a escala de cadena.

Las muestras más enriquecidas corresponden a las más indiferenciadas (dacitas de Noguera de Albarracín) y las más empobrecidas a las más ácidas (riolitas de Bronchales), habiendo una gradación continua desde los términos más básicos y enriquecidos, hacia los más ácidos y empobrecidos.

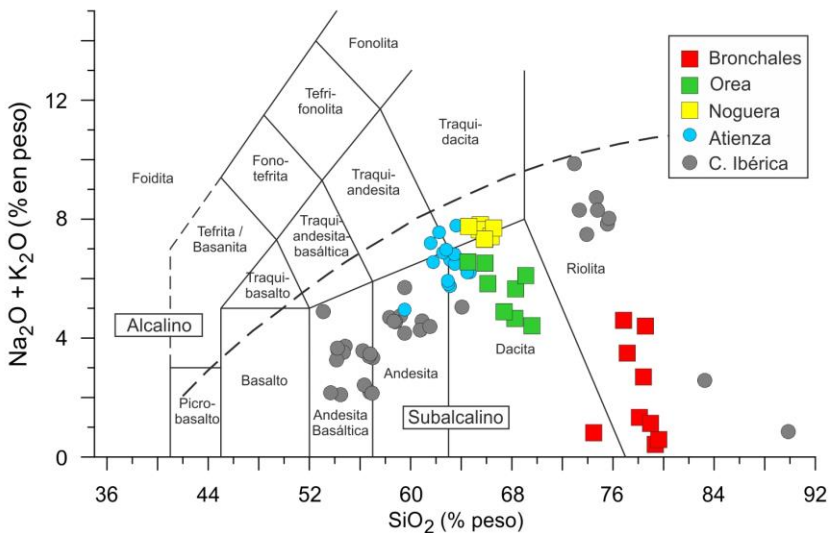


Figura 2. Diagrama de clasificación de las rocas estudiadas

Todas las rocas presentan una mayor concentración en elementos menores y traza respecto a las rocas del manto primitivo. La composición en elementos incompatibles resulta muy similar a la de la corteza inferior, sin embargo, en los elementos más compatibles las muestras estudiadas se encuentran claramente enriquecidas respecto a la corteza inferior. En cuanto a la corteza superior, las muestras presentan una composición bastante similar y prácticamente independiente de su grado de incompatibilidad, aunque algo empobrecida.

La edad de cristalización de estos magmas se ha obtenido mediante dataciones radiométricas con el método de Pb en circones. Para ello se han tomado 3 muestras de 25 kg cada una, correspondientes a los afloramientos de Noguera de Albarracín (NOZ-1), Orea (ORZ-1) y Alcoroches (ALZ-1).

Los análisis fueron realizados en el laboratorio de Geocronología y Geoquímica Isotópica de los servicios generales de investigación (SGIker) de la Universidad del País Vasco y la metodología seguida se describe en Majarena (2016).

Los minerales se han analizado realizando muestreos puntuales, en su mayoría con un diámetro nominal de 30 μm . Los puntos analíticos realizados sobre los cristales de circón, fueron localizados prioritariamente en las zonas más externas de los mismos, para datar la última etapa de crecimiento cristalino del mineral.

Se realizaron 40 análisis sobre los circones de la muestra NOZ-1 y 32 en la ORZ-1 (Tabla 1). En la muestra ALZ-1, tras realizar el concentrado mineral, únicamente se obtuvieron 2 circones muy

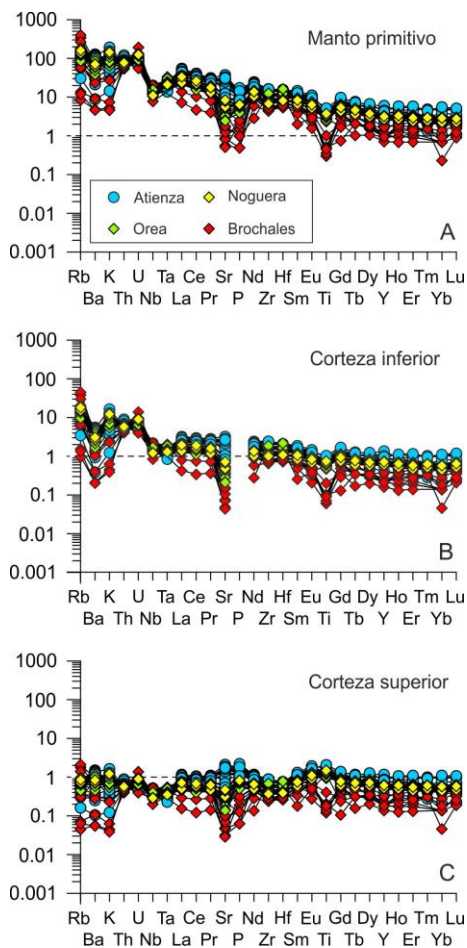


Figura 3. Composición multielemental de las rocas estudiadas (valores de normalización de manto primitivo de McDonough & Sun, 1995 y de corteza de Taylor and McLennan, 1995)

alterados, que no fueron analizados por ser insuficientes para obtener una datación precisa de la muestra.

Antes de proceder al cálculo de la edad de intrusión de ambas muestras se realizó una selección preliminar de los análisis, descartando aquellos con: a) porcentajes de discordia superiores al 10%, b) señales cortas o inestables, c) presencia de inclusiones y d) edades mucho más antiguas que corresponden a cristales heredados o análisis en núcleos de los cristales zonados. Así, en la muestra NOZ-1 se obtuvo una edad concordia de 293 ± 2 Ma (95% de confianza) con 17 análisis, mientras que la muestra ORZ-1 arrojó una edad concordia de 294 ± 3 Ma (95% de confianza) con 10 análisis (Tabla 1). Ambas edades corresponden al Sakmariense (Cisuraliense, base del Pérmico).

	Orea	Noguera	Atienza	Loscos	Pardos	Fombuena	Edad (Ma)
Kunguriense							280
Artiskiense							285
Sakmariense							290
Asseliense							295

Tabla 1. Edades del magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica (datos de Conte et al., 1987, Hernando et al., 1980, Majarena et al. 2017, Perini and Timmerman 2008).

Discusión y conclusiones

El magmatismo de la Sierra de Albarracín está formado por rocas de afinidad calco-alcalina con una composición intermedia-acida. Este magmatismo está representado en varios afloramientos aislados, todos ellos emplazados de forma subvolcánica, a excepción del de Orea, correspondiente a un flujo piroclástico de bloques y cenizas.

La composición en elementos mayores y trazas de estas rocas, resulta muy similar entre sí y respecto a las del conjunto de afloramientos del resto de la Cordillera Ibérica, habiendo tan solo pequeñas variaciones relacionadas

directamente con el grado de diferenciación de las rocas.

La composición en elementos traza de estas rocas resulta claramente enriquecida respecto a la del manto, con un gran enriquecimiento en los elementos más compatibles respecto a la de la corteza superior y ligeramente empobrecida respecto a la de la corteza inferior. Por tanto, la composición a la que más se aproximan estas rocas debe ser próxima a la de una corteza media.

El sill de Noguera de Albarracín contiene enclaves metamórficos de la corteza media-baja, indicando una profundidad mínima de formación del magma, que coincide aproximadamente con la del protolito inferido a partir de su composición. Las características texturales y composicionales de los enclaves, y el magma que los engloba, sugieren que estos enclaves puedan ser restitas de la fusión de la corteza que dio lugar a la formación del magma estudiado.

La textura, composición y enclaves del sill de Noguera de Albarracín, resultan muy similares a las del sill de Atienza (Majarena 2015, Majarena et al., 2015), sugiriendo su origen en un proceso común. Además, las edades obtenidas en este trabajo junto con la del sector de Atienza (294 ± 4 Ma) constituyen las más antiguas de todo el magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica (Figura 3). Estas características sugieren, por tanto, que el magmatismo de composición intermedia desarrollado en el sector W de la Cordillera Ibérica e intruido en el basamento paleozoico de la Rama Castellana (294-291 Ma) fue previo al desarrollado al este en la Rama Aragonesa (289-283 Ma).

Gutiérrez-Alonso et al. (2011) aluden a que el magmatismo post-orogénico del Macizo Ibérico se encuentra fuertemente relacionado con el plegamiento del Arco Armórico, existiendo una migración de los procesos magmáticos desde las zonas internas del orógeno (Zona Centro Ibérica) hacia las zonas externas (Zona Asturoccidental-Leonesa y Zona Cantábrica). La edad del magmatismo en la Zona Asturoccidental-Leonesa (297-285 Ma) coincide con las edades obtenidas para el magmatismo tardivarisco de la Cordillera Ibérica (297-285 Ma). Este dato es coherente con la inclusión de la Cordillera Ibérica en dicha zona del Orógeno Varisco (Pérez-Estaún et al., 2004). Además, la migración del magmatismo de oeste (Rama Castellana) a este (Rama Aragonesa), observada en la Cordillera Ibérica, es acorde con la evolución espacio-temporal a gran escala

que presenta el magmatismo tardivarisco en el Arco Armoricano (Gutiérrez-Alonso et al., 2011).

El plegamiento N-S que afecta al sill de Noguera de Albarracín, similar al plegamiento varisco que también afecta al encajante metasedimentario silúrico (Gil-Imaz et al., 2006), sugiere un proceso de emplazamiento previo a una etapa deformativa transpresiva, de edad pérmica.

Referencias

- Conte, J. C., Carls, P., Lago, M. y Gascón, F. (1987) Materiales stephano-pérmicos en la fosa de Fombuena (provincia de Zaragoza). *Boletín Geológico y Minero*, 98 (4), 14-24.
- Enrique, P. y Solé, J. (2004) El basamento ígneo. Las rocas intrusivas de la Cordillera Costero-Catalana (Geología de España, SGE-IGME, Madrid), 481-484.
- Galé, C. (2005) Evolución geoquímica, petrogenética y de condiciones geodinámicas de los magmatismos pérmicos en los sectores central y occidental del Pirineo (Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, Zaragoza), 457 p.
- Gil-Imaz, A., Pocoví, A., Lago, M., Galé, C., Arranz, E., Rillo, C. y Guerrero, E. (2006) Magma flow and thermal contraction fabric in tabular intrusions inferred from AMS analysis. A case study in a late-Variscan folded sill of the Albarracín Massif (southeastern Iberian Chain, Spain). *Journal of Structural Geology*, 28, 641–653.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández, J., Jeffries S T., Johnson, S., Pastor, D., Murphy, J.B., Franco M. P. & Gonzalo J.C. (2011) Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics*, 30, TC5008.
- Hernando, S., Schott, J.J., Thuizat, R. & Montigny, R. (1980) Âge des andésites et des sédiments interstratifiés dans la région d'Atienza (Espagne). Etude stratigraphique, géochronologique et paléomagnétique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 32, 119-128.
- Lago, M., Gil-Imaz, A., Arranz, E., Bastida, J. y Pocoví, A. (1995) Emplazamiento, petrología y geoquímica del Complejo Volcanoclástico de Orea (Guadalajara, Cadena Ibérica Occidental). *Cuaderno Laboratorio Geológico de Laxe*, 20, 195-212.
- Lago, M., Gil-Imaz, A., Pocoví, A., Arranz, E., Bastida, J., Auque, L. y Lapuente M.P. (1996) Rasgos geológicos del magmatismo autuniense en la Sierra de Albarracín (Cadena Ibérica occidental). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 20, 139-157.

- Lago, M., Arranz, E., Pocoví, A., Galé, C. & Gil-Imaz, A. (2004) Lower Permian magmatism of the Iberian Chain, Central Spain, and its relationship to extensional tectonics. *Geological Society London Special Publication*, 223, 465-490.
- Lago, M., Gil, A., Arranz, E., Galé, C. & Pocoví, A. (2005) Magmatism in the intracratonic Central Iberian basins during the Permian: Palaeoenvironmental consequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229, 83-103.
- Majarena, U. (2015). El Magmatismo del sector de Atienza (Guadalajara): Cartografía geológica, estudio estructural, petrología y geoquímica y modelo de emplazamiento (Trabajo Fin de Grado. Universidad de Zaragoza, Zaragoza), 25 p.
- Majarena, U. (2016). El magmatismo de la Sierra de Pardos (Unidad de Badules, Cordillera Ibérica): Petrología, geoquímica, edad isotópica y reología (Trabajo Fin de Máster, Universidad de Zaragoza, Zaragoza), 51 p.
- Majarena, U., Gil-Imaz, A., Lago, M. y Galé, C. (2015) El magmatismo pérmico del sector de Atienza (extremo W de la Cordillera Ibérica): nuevos datos petro-estructurales para su interpretación genética. *Geogaceta*, 58, 63-66.
- Majarena, U., Lago, M., Galé, C. Esteban J.J. y García de Madinabeitia, S. (2017) El magmatismo pérmico inferior de la Sierra de Pardos (Rama aragonesa de la Cordillera Ibérica, Zaragoza): petrología y geoquímica. *Geogaceta*, 61, 111-114.
- McDonough, W.F. & Sun, S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3), 223-253.
- Orejana, D. (2006) El magmatismo alcalino pérmico del Sistema Central español. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 393 p.
- Perini, G. & Timmerman M.J. (2008) Permian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for post-Variscan minor intrusions in the Iberian Range and Spanish Central System. *Geologica Acta*, 4 (6), 335-344.
- Pérez-Estaún, A., Bea, F., Bastida, F., Marcos, A., Martínez-Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D., Arenas, R., Díaz García, F., Azor, A., Simancas, J.F., González Lodeiro, F. (2004) La Cordillera Varisca europea: El macizo Ibérico. En: Geología de España J.A. Vera ed., Capítulo 2.1, 21-25.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews in Geophysics*, 33, 241-265.

CONDICIONES AMBIENTALES REGISTRADAS EN LOS ESTROMATOLITOS LACUSTRES DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE (MIOCENO, CUENCA DEL EBRO)

Leticia Martín Bello

Área de Estratigrafía. Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza
leticia.martin.bello@gmail.es

Este estudio muestra la utilidad de los isótopos estables de C y O como fuente de información para conocer aspectos ambientales del sector central de la Cuenca del Ebro durante el Mioceno. Se han aplicado a diversas facies de carbonato formadas en un sistema lacustre cerrado, en el que las fluctuaciones del nivel del agua produjeron situaciones de depósito de carbonatos y de sulfatos. Los estromatolitos, calcínicos y dolomíticos, se desarrollaron en situaciones salinas intermedias entre los niveles lacustres alto y bajo (Arenas y Pardo, 1999).

Las muestras para análisis de isótopos se han tomado en varias sucesiones estratigráficas de la Sierra de Alcubierre que cubren las unidades tectosedimentarias T5, T6 y T7 (Martín Bello et al., 2017; Martín-Bello et al., enviado). El muestreo se ha hecho a dos escalas: 1) sucesiones de facies, y 2) laminación estromatolítica. En las sucesiones de facies, las muestras se han tomado en estromatolitos calcínicos y facies asociadas: margas, calizas masivas, calizas bioturbadas y calizas laminadas. En la laminación estromatolítica las muestras se han tomado en láminas sucesivas de secciones pulidas. El total de muestras analizadas es de 70.

En las secuencias de facies, los estromatolitos y calizas laminadas muestran la composición isotópica más pesada de toda las facies, concordante con estudios previos (Arenas et al., 1997). Esto sugiere que su crecimiento corresponde con momentos de mayor tiempo de residencia del agua, lo cual permite un equilibrio isotópico entre el CO₂ atmosférico y el carbono inorgánico total disuelto (Leng y Marshall, 2004).

Las calizas bioclásticas masivas y bioturbadas presentan la composición isotópica más ligera, asociada a una renovación del agua del lago más frecuente.

Por otro lado, las margas muestran una composición isotópica intermedia entre los estromatolitos y calizas laminadas y las calizas masivas y bioturbadas.

Los estromatolitos están compuestos por distintos tipos de láminas y organización de las mismas. La laminación se caracteriza por tener variaciones texturales. Se han distinguido cuatro tipos de láminas simples (Martín-Bello et al., enviado): láminas densas oscuras micríticas (de 0,04 a 0,5 mm de espesor), láminas porosas micríticas y microesparíticas (de 0,1 a 1,35 mm de espesor), láminas densas claras micríticas (de 0,11 a 1,89 mm de espesor) y láminas fibrosas (de 0,28 a 2,76 mm de espesor). De la combinación de las tres primeras se forman las láminas compuestas oscuras (de 0,28 a 2,76 mm de espesor), con prevalencia de láminas densas oscuras micríticas; y las láminas compuestas claras (de 0,65 a 6,36 mm de espesor) con predominio de láminas porosas y densas claras. El muestreo para el análisis de isótopos estables corresponde a dichas láminas. De la combinación de los distintos tipos de láminas simples y compuestas resultan varios patrones de laminación.

La composición de isótopos estables de láminas sucesivas de ejemplares de estromatolitos lacustres revela variaciones cíclicas entre láminas con diferente textura (Martín-Bello, 2017). Las láminas claras tienen valores isotópicos más ligeros ($\delta^{13}\text{C} = -1,36 \text{‰ V-PDB}$ y $\delta^{18}\text{O} = -4,46 \text{‰ V-PDB}$; N=36) que las láminas oscuras ($\delta^{13}\text{C} = -1,09\text{‰ V-PDB}$ y $\delta^{18}\text{O} = -4,03\text{‰ V-PDB}$; N=34).

La significativa correlación entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ posiblemente está relacionada con variaciones en el desarrollo de los estromatolitos en respuesta a la relación precipitación/evaporación (P/E). En lagos cerrados de latitudes medias afectados por la evaporación, las láminas claras se desarrollarían en condiciones más húmedas con una mayor contribución de $^{12}\text{CO}_2$ edáfico, mientras que las láminas oscuras se desarrollarían en condiciones más secas (cf., López-Blanco et al., 2016). Estas variaciones tienen o pueden tener diversa duración.

El hecho de que la temperatura y la evaporación produzcan un efecto opuesto en los valores isotópicos del oxígeno en el carbonato, supone que el rango medio de $\delta^{18}\text{O}$ entre las láminas claras y oscuras (0,53‰) representa una variación mínima de temperatura del agua entre ellas de 2,2°C (cf., Craig, 1965).

Agradecimientos: Investigación financiada por el proyecto CGL2013-42867-P

y un contrato predoctoral FPI (BES-2014-069389).

Referencias Bibliográficas

- Arenas, C., Casanova, J. y Pardo, G. (1997). Stable-isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): palaeogeographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 128, 133-155.
- 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.
- Craig, H. (1965) The measurement of oxygen isotope palaeotemperatures. In: *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Palaeotemperatures* (Ed. E. Tongiorgi), pp. 161– 182. *Consiglio Nazionale Della Ricerche. Laboratorio de Geologia Nucleare*, Pisa.
- Leng, M.J. y Marshall, J.D. (2004) Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews*, 23, 811–831.
- López-Blanco, C., Andres, J., Dennis, P., Miracle, M.R. y Vicente, E. (2016) North Atlantic Oscillation recorded in carbonate $\delta^{18}\text{O}$ signature from Lagunillo del Tejo (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 441, 882-889.
- Martín Bello, L. (2017) Resultados preliminares de la composición isotópica de los estromatolitos lacustres de la Sierra de Alcubierre (Mioceno, Cuenca del Ebro, España). XI Ciclo de conferencias y seminarios Doctorado en Geología. 7, 69-72.
- Martín Bello, L., Arenas Abad, C. y Alonso Zarza, A.M. (2017) Preliminary interpretation of the stable isotope composition in lacustrine stromatolites of the Sierra de Alcubierre (Miocene, Ebro Basin, Spain) *Geogaceta*, 61, 171-174.
- Martin-Bello, L., Arenas, C. y Jones, B. (enviado) Lacustrine stromatolites: useful structures for environmental interpretation. An example from the Miocene Ebro Basin. *Sedimentology*.

RESTAURACIÓN DIGITAL DE MICROFÓSILES PARA SU ESTUDIO TRIDIMENSIONAL: APLICACIÓN EN MUSARAÑAS GIGANTES DEL PLEISTOCENO

Raquel Moya Costa

Aragosaurus-IUCA, Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza
raquelmc@unizar.es

Introducción

La digitalización de material fósil para trabajar con modelos en tres dimensiones está aumentando a gran velocidad en los últimos años, tanto para su uso en divulgación como en investigación.

Esto se debe a que esta técnica presenta una serie de ventajas de distintos tipos, como son: “tener” la pieza en el ordenador y por tanto acceder a ella desde cualquier equipo y en cualquier parte del mundo; hacer cualquier tipo de pruebas de movimiento y encaje independientemente del tamaño, peso o fragilidad del ejemplar; dependiendo de la técnica utilizada acceder incluso al interior del fósil; ampliar y ver en detalle cada parte de un microfósil (que como indica su nombre requieren del uso de técnicas de microscopio para ser estudiados); u obtener mallas que repliquen la forma y sobre las que se puedan aplicar técnicas propias de la ingeniería como el análisis de elementos finitos.

Una de las principales desventajas de esta técnica es que la preparación del modelo es costosa en tiempo y requiere de una serie de conocimientos técnicos (Lautenschlager, 2016), así que estos trabajos se suelen realizar colaborando con investigadores o con técnicos especializados en ello.

Musarañas gigantes

En los niveles del Pleistoceno Inferior de los yacimientos de la Sierra de Atapuerca aparecen dos especies de sorícidos o musarañas de gran tamaño que se extinguen en el tránsito al Pleistoceno Medio y cuya paleobiología es difícil de estudiar en dos dimensiones. Se trata de *Dolinasorex glyphodon*, endémica del yacimiento de Gran Dolina (Rofes y Cuenca-Bescós, 2009a), y *Beremendia fissidens*, presente en el de Sima del Elefante, ambos yacimientos de las cuevas de la Sierra de Atapuerca estando *B. fissidens* presente también, desde el Plioceno,

en otros yacimientos de Eurasia (Rofes y Cuenca-Bescós, 2009b). Ambas se caracterizan por tener las cúspides de los dientes de color rojo debido a la presencia de óxidos o hidróxidos de hierro en el esmalte, carácter que comparten con el resto de musarañas de dientes rojos (Moya-Costa et al., 2017), por tener los incisivos inferiores acanalados, posiblemente adaptados a la inyección de veneno (Cuenca-Bescós y Rofes, 2007), tener la articulación temporomandibular dividida y con dos orientaciones diferentes y una sínfisis móvil (Furió et al., 2010).

Aunque han aparecido cientos de restos de estas dos especies, no se ha encontrado ningún cráneo completo. La mayor parte de los restos son dientes sueltos, mandíbulas y fragmentos de maxilar, con el inconveniente de que los restos más completos están concrecionados, es decir, cubiertos por cemento calcítico, algo común en los fósiles excavados en yacimientos en cuevas calizas, como es el caso de las dos cuevas de Atapuerca mencionadas.

El objetivo principal de este trabajo es generar el modelo 3D más completo posible de *B. fissidens* y de *D. ghyphodon*. Además se reconstruirán especies actuales para poder compararlas, generando una malla de cada una de ellas y en un futuro estudiar las estructuras internas.

Material y métodos

Se seleccionaron una hemimandíbula y un cráneo completos de 4 especies actuales: *Blarina brevicauda*, una especie americana con características que la asemejan a *Beremendia*; y tres actuales del Pirineo procedentes de egagrópilas recogidas por investigadores del Instituto Pirenaico de Ecología en los años 60: la musaraña terrestre de dientes rojos *Sorex coronatus*, la musaraña acuática *Neomys fodiens* y la musaraña de dientes blancos *Crocidura russula*.

El material fósil seleccionado consiste en restos completos y complementarios. Es decir, se seleccionaron la mandíbula y el cráneo más completos encontrados de *Beremendia* y de *Dolinasorex* y para completarlos lo máximo posible se buscaron otros restos aislados. Así, de *Beremendia* se seleccionó una mandíbula concrecionada con todos los dientes, un maxilar concrecionado con los antemolares segundo tercero y cuarto (A2, A3 y A4), el premolar (P4), los molares primero y segundo (M1, M2) y los nasales, un fragmento de maxilar con un incisivo (I) y un primer y un segundo antemolar

(A1, A2) y un fragmento con el premolar y los tres molares.

De *Dolinasorex* se seleccionaron dos maxilares, uno más completo en la parte posterior y otro en la superior, incluyendo los nasales. Ambos conservan I, A1, A2, A3, P4, M1 y M2, pero solo uno de ellos los alveolos de M3. Se seleccionó un fragmento de otro maxilar con P4 y los tres molares y una hemimandíbula completa.

La digitalización se hizo con la técnica de la microtomografía computarizada (MicroCT). Se escanearon todas las piezas en el CENIEH (Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana) con un Phoenix v/tome/x s de GE Measurement & Control a una resolución mínima de 10 μm . La técnica consiste en hacer radiografías en 360° que se convierten en cortes seriados, habiendo obtenido hasta 3000 cortes para los cráneos completos de actuales.

Para tratar los datos se utilizaron programas informáticos gratuitos. Para las imágenes se usaron FIJI (ImageJ) y MITK, para la creación de los modelos 3D se usó SPIERS v.2.20 y para el tratamiento del modelo MeshLab v2016.12 (Cignogni et al., 2008) y Meshmixer.

Con FIJI se redujeron los archivos y se separaron las piezas que se habían escaneado juntas para poder manejar archivos más pequeños. En SPIERS se aplicó un umbral o *threshold* que incluyese el hueso, la dentina y el esmalte, intentando evitar la matriz de las concreciones. Los dientes superiores y el hueso se separaron utilizando diferentes máscaras y se exportaron como .stl. Con Meshlab se invirtieron las normales del modelo y con Meshmixer se procedió a la reparación automática de las mallas y al suavizado y reducción de triángulos manual.

Con Meshmixer además se hizo el posterior montaje de los restos. Para ello se colocaron todos los elementos en posición, haciendo coincidir el eje X con el anteroposterior, el Y con el transversal y el Z con el eje sagital. Para la reconstrucción de *Beremendia* se seleccionó el maxilar más completo y se encajaron en los alveolos los dientes que habían quedado sueltos. Se eliminó la mitad izquierda del maxilar por estar peor conservada y se espejó la derecha. También se espejaron los dientes presentes en ese fósil. Para completar el resto de la dentición se incorporaron a este modelo los dientes de *Beremendia*

separados de otros individuos y se escalaron utilizando los dientes en común. Luego se encajaron los dientes en los alveolos y de la misma forma se duplicaron en espejo los faltantes. Para el tercer molar, se reconstruyó e incorporó la parte posterior del maxilar. La mandíbula se posicionó en oclusión y se escaló de forma que esta fuese posible con los dientes superiores. También se espejó para obtener las dos partes.

Al modelo de *Beremendia* se añadió el cráneo de *Blarina* para reconstruir la parte posterior. Se escaló utilizando como referencia la longitud del maxilar y para hacer coincidente la altura y anchura del mismo se amplió un 10% en Y y Z. Se recortó la parte coincidente y la parte de la articulación se deformó ligeramente, arrastrándola hacia labial, para que encajase en ella la de la mandíbula real. Para dar las medidas finales, se escaló todo el modelo con la altura original de la mandíbula, coincidente con la media de *Beremendia* en Sima del Elefante (Rofes y Cuenca-Bescós, 2009b).

Igualmente se hizo con *Dolinasorex*, aunque en ese caso al estar peor conservados cada uno de los maxilares, hubo que dividir uno de ellos en cinco sectores que se espejaron según cuáles estaban más completos y a los que se añadieron las partes de los nasales que estaban en uno de ellos. Además al añadir el cráneo de *Blarina* y tomar como referencia la longitud del maxilar, en este caso coincidían las medidas de altura y anchura. Sin embargo, la articulación temporomandibular quedaba mucho más posterior y hubo que acortar la parte posterior del cráneo. Se escaló el modelo con la altura de la mandíbula original, similar a la media de TD5 (Rofes y Cuenca-Bescós, 2009a).

De la misma forma se reconstruyeron los cráneos de las especies actuales, aunque en estos casos sólo se necesitó duplicar la hemimandíbula escaneada y no se reconstruyó la parte posterior del cráneo aunque faltase. En estas mandíbulas fue necesario recolocar algunos dientes que estaban desencajados de los alveolos. Esto se hizo separando el diente con la herramienta de selección y colocándolo en su posición.

Resultados y discusión

Se han obtenido 6 modelos de cráneos de sorícidos: dos de ellos son los cráneos más completos de *B. fissidens* y *D. glyphodon* y los demás son de las especies actuales. En las figuras 1 y 2 se presentan las vistas frontales y laterales

de todos los modelos reconstruidos.

Se puede apreciar que *Beremendia* es la que tiene un cráneo proporcionalmente más corto y redondeado, mientras que *Dolinasorex* tiene un morro más largo aunque robusto y un cráneo mucho más grande como apuntan Rofes y Cuenca-Bescós (2009a), además de tener unos dientes más voluminosos. La forma del cráneo de estas dos especies, homogénea en vista lateral, se asemeja a la de *Blarina* o *Neomys*, y dista mucho de las de *Crocidura* o *Sorex*, que se estrechan hacia la parte anterior.

Tanto *Beremendia* como *Dolinasorex* tienen las mandíbulas curvadas en dirección labial, pero en *Beremendia* esta curvatura hace que lleguen a estar horizontales en la parte más alta mientras que en *Dolinasorex* no. En el resto de especies estudiadas las mandíbulas son rectas, siendo las más abiertas las de los *Blarina* y *Sorex* y las más cerradas las de *Crocidura* y *Neomys*.

Con estos modelos además se puede ver la oclusión, que es completa en *Crocidura* pero no en los soricinos. En estos segundos mientras los molares ocluyen completamente, queda un hueco amplio entre los antemolares inferiores y superiores.

En *Dolinasorex* no se ha encontrado el A4 ni tampoco el alveolo correspondiente en uno de los maxilares, mientras que en el otro se ha encontrado el alveolo. Esto podría indicar que no todas las *Dolinasorex* desarrollan este antemolar, bien sea por una patología, dimorfismo sexual o simplemente variabilidad.

Al comparar los incisivos sueltos, se observa que *Beremendia* tiene unas raíces grandes y curvadas hacia atrás que se parecen a las de *Blarina* o *Neomys*, mientras que *Dolinasorex* tiene unas raíces más cortas y estrechas similares a las de *Sorex* y *Crocidura*. Respecto a la bifidez de los incisivos, es más pronunciada en *Beremendia*, que además presenta incisivos curvados en vista frontal.

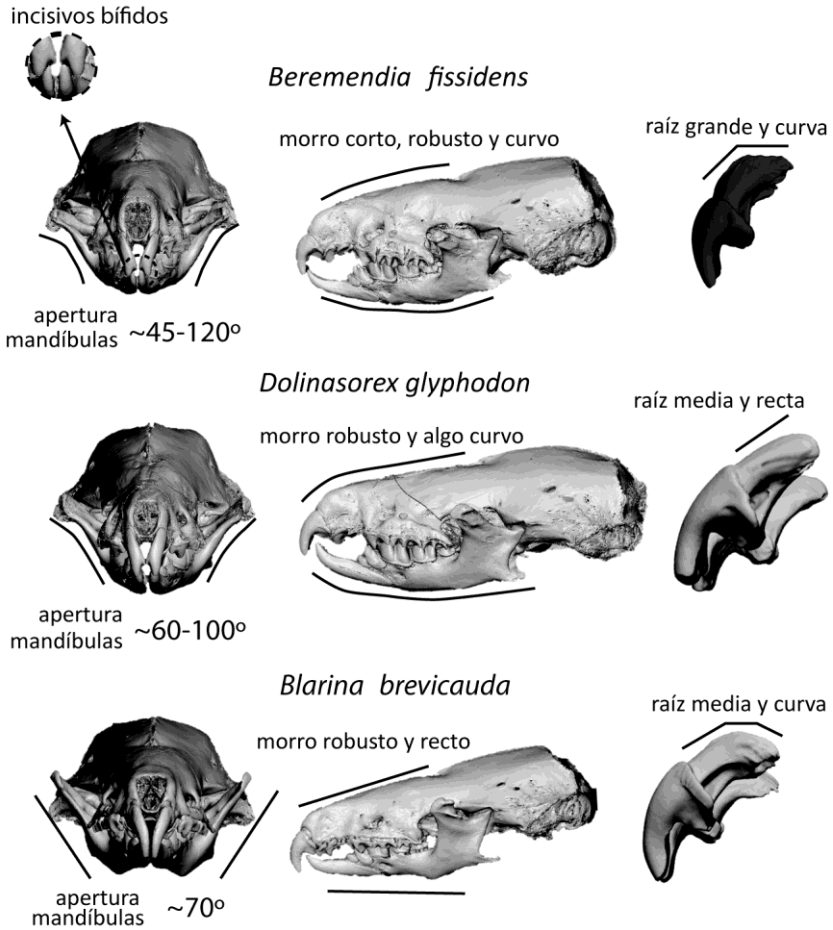


Figura 1. Vistas lateral y frontal de los cráneos de las especies reconstruidas (*Beremendia fissidens* y *Dolinasorex glyphodon*) y de la especie actual comparable (*Blarina brevicauda*) y vista lateral de sus incisivos. En cada imagen se destacan las principales características de cada especie relativas a la apertura de las mandíbulas, forma del morro y proporción y forma de la raíz del incisivo superior. Las imágenes no están a escala.

Para trabajos futuros se pretenden utilizar las mallas obtenidas para cada modelo para hacer análisis biomecánicos, estudiar la distribución del esmalte respecto a la dentina y analizar los huesos turbinales, ya que al hacer los MicroCT se ha podido observar que se conservan muy completos.

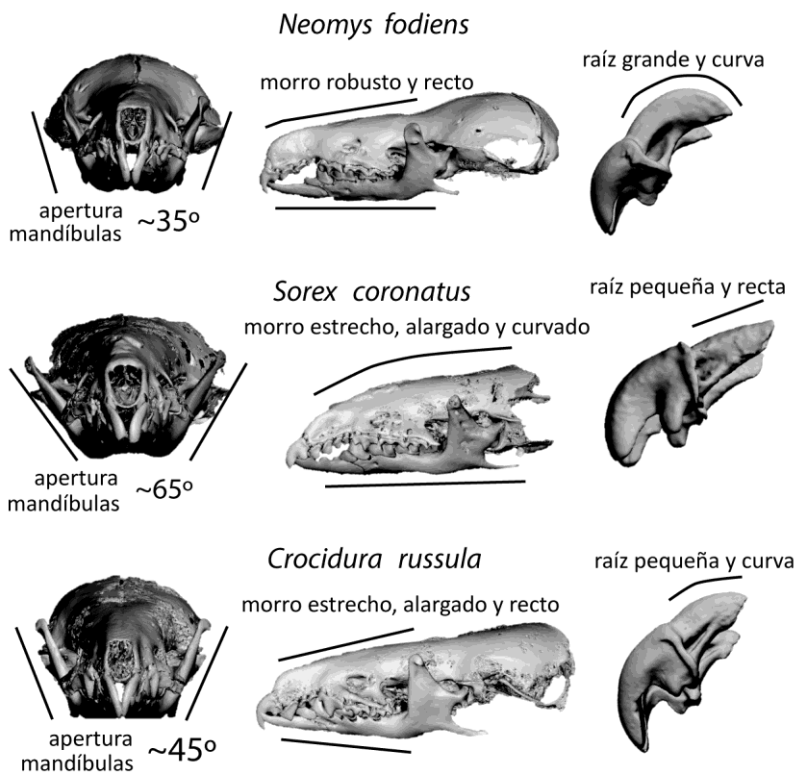


Figura 2. Vistas lateral y frontal de los cráneos de las especies del Pirineo estudiadas (*Neomys fodiens*, *Sorex coronatus* y *Crocidura russula*) y vista lateral de sus incisivos. En cada imagen se destacan las principales características de cada especie relativas a la apertura de las mandíbulas, forma del morro y proporción y forma de la raíz del incisivo superior. Las imágenes no están a escala.

Conclusiones

La digitalización de fósiles de micromamíferos permite reconstruir partes de la anatomía que se encuentran incompletos sistemáticamente en el registro fósil, como en este caso los cráneos de dos musarañas del Pleistoceno Inferior.

La reconstrucción en 3D de cráneos de musarañas actuales y fósiles permite colocar en su posición las mandíbulas y orientarlas para mejorar la comparación entre ellas, además de dar la oportunidad de comparar estructuras internas.

Al comparar las reconstrucciones de *Beremendia* y *Dolinasorex* se observa que la primera tiene un rostro más corto mientras que la segunda es más ancha y robusta.

Referencias

- Cignoni, P., Callieri, M., Corsini, M., Dellepiane, M., Ganovelli, F. Ranzuglia, G. (2008) Meshlab: an open-source mesh processing tool. Proceedings of the 2008 Eurographics Italian Chapter Conference, pp. 129-136.
- Cuenca-Bescós, G. y Rofes, J. (2007) First evidence of poisonous shrews with an envenomation apparatus. *Naturwissenschaften*, 94, 113-116.
- Furió, M., Agustí, J., Mouskhelishvili, A., Sanisidro, O. y Santos-Cubedo, A. (2010). The paleobiology of the extinct venomous shrew *Beremendia* (Soricidae, Insectivora, Mammalia) in relation to the geology and paleoenvironment of Dmanisi (Early Pleistocene, Georgia). *Journal of Vertebrate Paleontology*, 30, 928-942.
- Lautenschlager, S. (2016) Reconstructing the past: methods and techniques for the digital restoration of fossils. *Royal Society Open Science*, 3, 160342.
- Moya-Costa, R., Cuenca-Bescós, G., Bauluz, B. y Rofes, J. (2017) Structure and composition of tooth enamel in quaternary soricines (Mammalia). *Quat. Intern.* 1-9.
- Rofes, J. y Cuenca-Bescós, G. (2009a). A new genus of red-toothed shrew (Mammalia, Soricidae) from the Early Pleistocene of Gran Dolina (Atapuerca, Burgos, Spain), and a phylogenetic approach to the Eurasiatic Soricinae. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 155, 904-925.
- Rofes, J. y Cuenca-Bescós, G. (2009b). 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. *Comptes Rendus Palevol*, 8, 21-37.

ACTUALIZACIÓN DEL MODELO HIDROGEOLÓGICO DE LA LAGUNA DE GALLOCANTA

José María Orellana Macías

Instituto Geológico y Minero de España,
C/ Manuel Lasala, 44, 9ºB, 50006, Zaragoza
jm.orellana@igme.es

Introducción

En las últimas décadas los humedales han sido progresivamente reconocidos y protegidos como ecosistemas altamente vulnerables debido a sus características especiales. Dada su fragilidad, muchos de estos espacios sufren la presión de actividades humanas como la agricultura o los cambios en los usos del suelo. Esta presión provoca cambios en el funcionamiento de este tipo de ecosistemas que pueden poner en riesgo su sostenibilidad. En este contexto, los estudios hidrológicos son de especial interés, tanto para la provisión de agua a la población, como para entender el comportamiento de ciertos elementos y sustancias contaminantes, su movilidad, dispersión, o afección al medio, por lo que se han convertido en una herramienta básica para evaluar sistemas ambientales complejos como los humedales.

Basada en este principio, a principios de los años 2000, la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE) llevó a cabo un estudio para establecer una normativa de explotación del agua en el entorno de la laguna de Gallocanta. En dicho estudio, se construyó un modelo numérico de flujo para simular el funcionamiento hidrogeológico de la cuenca.

El objetivo del presente estudio es recuperar, actualizar y ampliar dicho estudio, incluyendo análisis ambientales e introduciendo en la modelización cambios presentes y futuros relacionados con el cambio climático y los cambios en los usos del suelo.

Área de estudio

La Cuenca de Gallocanta es una gran cuenca endorreica localizada en el sector central del Sistema Ibérico, en el sector noreste de la península Ibérica. Su área total es de alrededor de 540 km² con una morfología N-S. Tiene más de 40 km de largo y alrededor de 25 km en su parte más ancha. La cota en la parte más baja de la cuenca, donde se encuentra la laguna de Gallocanta es de 990 m, mientras que las zonas más altas, al noreste de la cuenca alcanzan los 1400 m.s.n.m.

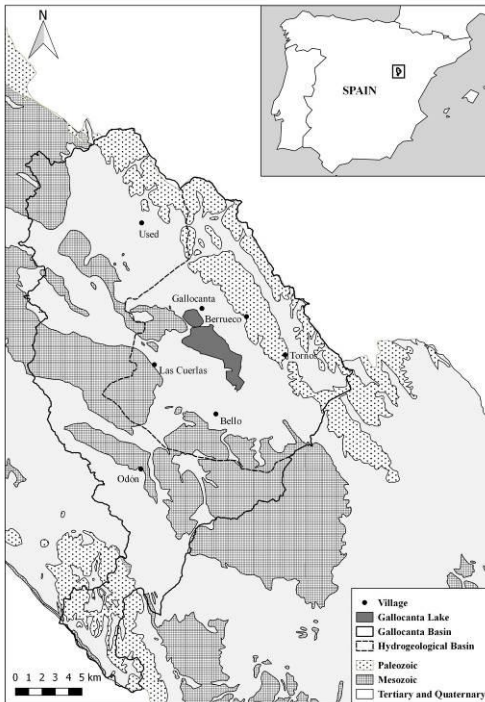


Figura 1. Localización y geología de la cuenca de Gallocanta.

La laguna de Gallocanta es el mayor lago salado de Europa Occidental, tiene una longitud y una anchura máximas de 7,5 y 2,5 km respectivamente. La laguna y su entorno están incluidas en la Reserva Natural Dirigida de la Laguna de Gallocanta, siendo también Zona de Especial Protección para las Aves, Lugar de Interés Comunitario y humedal incluido en el convenio RAMSAR desde 1994.

La zona central de la cuenca está rellena con materiales terciarios y cuaternarios que forman un altiplano a 1000 m.s.n.m. La cuenca se encuentra rodeada en su sector norte y noreste por las rocas paleozoicas de la Sierra de Santa Cruz y al sur y suroeste por materiales calcáreos mesozoicos del Jurásico y del Cretácico.

Las facies limosas y yesíferas del triásico superior (facies Keuper) son, junto

a las facies carbonatadas del triásico medio (facies Muschelkalk), los materiales de fondo de la cuenca (Luzón et al. 2007). Estos materiales impermeables impiden la salida de agua de la cuenca y condicionan las interacciones de la laguna con los acuíferos. Así mismo, contribuyen a incrementar la salinidad del agua almacenada en la laguna, la cual es mayor cuando los niveles son bajos (Castañeda et al. 2015). La salinidad registrada fluctúa entre 0,5 y 49,4 dS m⁻¹ (García Vera et al. 2009). En las últimas décadas los humedales han sido progresivamente reconocidos y protegidos como ecosistemas altamente vulnerables debido a sus características especiales. Dada su fragilidad, muchos de estos espacios sufren la presión de actividades humanas como la agricultura o los cambios en los usos del suelo. Esta presión provoca cambios en el funcionamiento de este tipo de ecosistemas que pueden poner en riesgo su sostenibilidad.

El clima es subárido mediterráneo, con un fuerte carácter continental influenciado por la altitud. Los veranos son calurosos y secos y los inviernos fríos y con precipitaciones bajas, mientras que los picos de precipitación se producen en primavera y otoño. La precipitación media fue de 421 mm (1974-2016), con una fuerte oscilación interanual (máxima de 732 mm en 1958-1959, y mínima de 265 mm en 1993-1994). La temperatura media fue de 11,4 °C, sin embargo, la influencia de la altitud y la continentalidad tiene como consecuencia una marcada amplitud térmica, con mínimas cercanas a los -20 °C y máximas por encima de los 40 °C.

La principal característica del volumen de agua de la laguna es su variación interanual e intraanual (Figura 2). Desde el comienzo de los registros en 1974 el nivel de agua disminuyó de forma continuada hasta 1985, cuando la laguna se secó por completo. Tras un periodo de recuperación hasta los primeros años de la década siguiente, desde mitad de los años 90 hasta 2010 se han alternado años extremadamente secos con periodos prolongados de aguas abiertas todo el año.

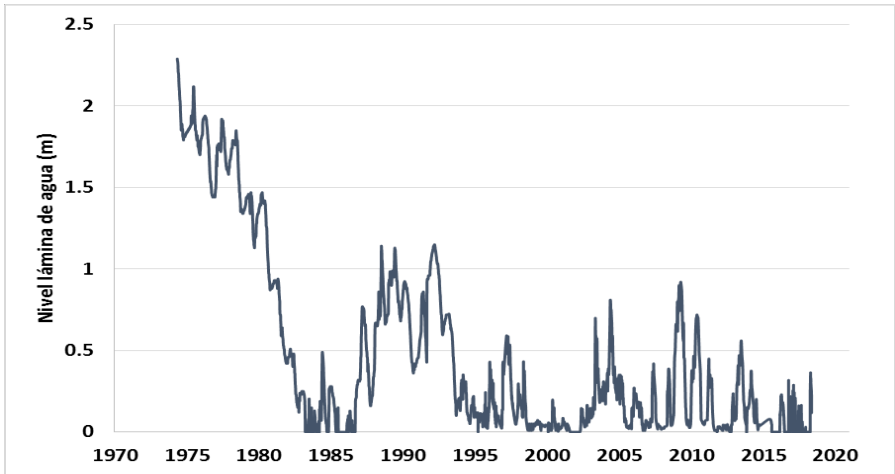


Figura 2. Evolución de la lámina de agua en la Laguna de Gallocanta.

Metodología

La plataforma FREEWAT ha sido la herramienta principal que se ha utilizado para la modelización y el procesamiento de los datos. FREEWAT es una herramienta gratuita de código abierto que integra en el entorno de un Sistema de Información Geográfica módulos para la modelización y simulación cuantitativa y cualitativa de aguas superficiales y subterráneas, y la gestión y planificación integrada del agua (Rossetto et al. 2015). El complemento se instala en QGIS e incluye herramientas de geoprocésamiento, preprocesamiento, postprocesamiento y modelización. Utiliza SpatialLite como gestor de geodatabases y MODFLOW-2005 como código para la modelización. Tanto MODFLOW como otros códigos relacionados están reconocidos internacionalmente como los estándares para la simulación de masas de agua subterránea y su interacción con las aguas superficiales. (Cannata et al. 2017).

Modelo conceptual

La cuenca de Gallocanta se enmarca en la Unidad Hidrogeológica de Gallocanta (UH Gallocanta) (San Román, 2003). Se caracteriza por el carácter hidráulicamente abierto de sus límites en amplias zonas de la cuenca, y por la diferente extensión de la cuenca superficial y la subterránea. La UH Gallocanta está compuesta por una serie de acuíferos carbonatados (jurásicos y cretácicos) y cuaternarios, en contacto con materiales del Keuper.

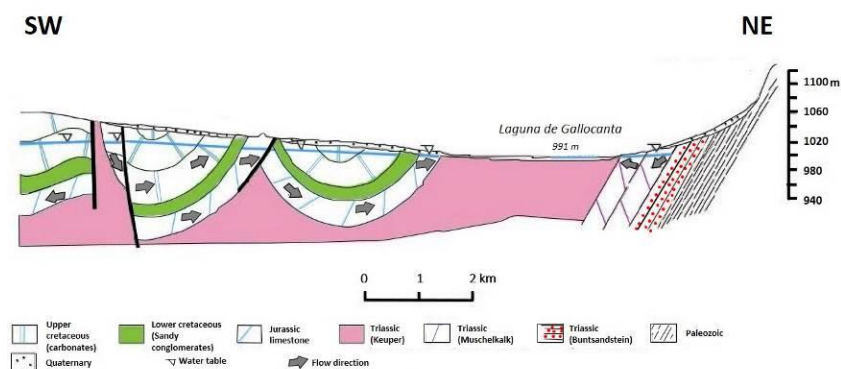


Figura 3. Esquema de funcionamiento hidrogeológico de Gallocanta.

En el modelo se han simulado las entradas y las salidas de agua para obtener el balance de agua. Las entradas consideradas han sido la recarga areolar, principalmente a través de la precipitación, y la infiltración por escorrentía de los barrancos que esporádicamente están activos, mientras que las salidas se producen por evapotranspiración en lámina libre de la laguna, evaporación capilar y bombeos de los pozos.

A partir de la geología de la cuenca se han determinado los parámetros hidrogeológicos para la modelización. La zona de estudio ha sido dividida en nueve unidades hidroestratigráficas con características específicas, grosor y superficie de afloramiento variable. Dada la compleja geología de la zona de

estudio se realizó una discretización vertical del modelo en 43 capas de distinto grosor. Los parámetros hidrogeológicos se han establecido en base a las nueve unidades hidroestratigráficas ya mencionadas (Figura 4).

Unidad hidroestra.	Grosor (m)	Conductividad hidráulica (m/d)			Coeficiente de almacenamiento (l/m)		Porosidad (%)
		KX	KY	KZ	SS	SY	
Buntsandstein	130-150	0.001	0.001	0.00005	0.000001	0.001	0.1
Muschelkalk	140-200	1	1	0.005	0.00005	0.005	0.5
Keuper	140-500	0.0001	0.0001	0.00000005	0.0000001	0.001	0.1
Jurásica	200-260	25	25	0.125	0.00005	0.015	1.5
Utrillas- Ceno	100-250	0.02	0.02	0.0001	0.0001	0.001	0.1
Cretácica. carbon.	200-300	2.5	2.5	0.0125	0.005	0.005	0.5
Cretácica margo-dolomítica	150-200	0.5	0.5	0.0025	0.0002	0.002	0.2
Terciaria	50-350	0.01	0.01	0.00005	0.0001	0.001	0.1
Cuaternaria	5	50	50	0.5	0.25	0.6	20

Figura 4. Unidades hidroestratigráficas.

Implementación del modelo

Para la comprobación del modelo conceptual y de la capacidad del software para trabajar con los datos del modelo anterior, se realizó una simulación en régimen estacionario. El área de modelización se muestra en la Fig. 5. Se ha construido una rejilla de modelización de 216 km² alrededor de la laguna y sobre la superficie aproximada de la cuenca hidrogeológica. La resolución de la rejilla fue de 250 m y está compuesta por 48 columnas y 72 filas (3456 celdas). Además, la rejilla está girada 45° para hacerla coincidir de forma aproximada con la forma de la laguna y de la cuenca hidrogeológica.

Las entradas estimadas en la simulación han sido la escorrentía superficial a través de los barrancos y la recarga areolar proveniente de la precipitación directa sobre la superficie. Por su parte, las salidas incluidas han sido la evapotranspiración (en lámina libre y capilar), y las extracciones por bombeos.

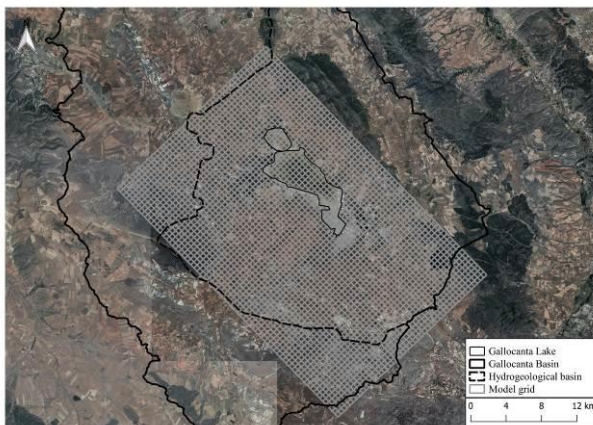


Figura 5. Discretización horizontal de la zona de estudio.

La resolución vertical abarcó desde los 1150 m. s. n. m a los 0 metros, divididos en 43 capas de diferente grosor. De los 0 a los 500 m cada capa tiene 50 m. De los 500 m a los 980 la resolución de 20 m. Desde los 980 m a los 1020 el modelo incluyó 4 capas de 5, 10, 10 y 20 m y desde los 1020 a los 1100 m de nuevo se recuperan los 20 m de grosor por capa. La última capa de 50 m llega hasta los 1150 m.

Dado que Gallocanta es una cuenca endorreica, uno de los principales avances en la actualización del modelo llevados a cabo en este trabajo es la implementación del módulo Lake (LAK) como una condición de contorno. Este módulo permite la simulación de la interacción hidráulica entre la laguna y los acuíferos que la rodean de forma que los efectos de los cambios en un cuerpo de agua se reflejan en los otros (Cannata et al. 2017).

El balance de agua se realizó incluyendo el módulo WEL, el cual simuló la recarga por escorrentía superficial, y el módulo RHC, para la recarga areolar. Además, se utilizó una capa con información piezométrica para la calibración del modelo.

Resultados

El modelo estimó unas entradas de 12,7 m³ por precipitación e infiltración y 5,6 m³ por escorrentía, mientras que las salidas se estimaron en 17,7 m³ por evaporación y 600 m³ por bombeos.

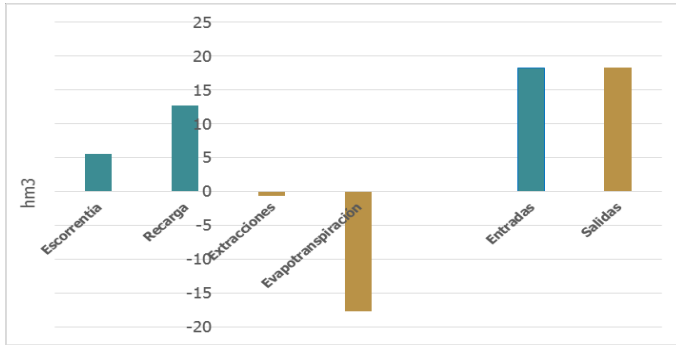


Figura 6. Balance de agua en régimen estacionario.

La calibración del modelo se realizó con los niveles piezométricos observados en una serie de piezómetros repartidos por la zona de estudio. La correlación entre los niveles observados y los estimados es de $R^2 = 0,58$. No obstante, el modelo tiene a sobreestimar los niveles observados (Fig. 7).

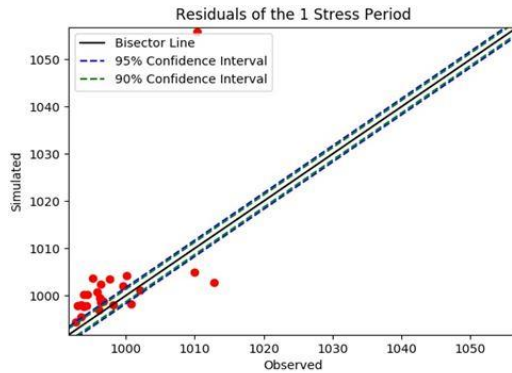


Figura 7. Niveles piezométricos observados y estimados.

La sobreestimación del modelo puede indicar la presencia de una salida de agua además de la evaporación de la laguna. Esto podría estar relacionado con el carácter hidráulicamente abierto de los contornos de la cuenca en sus límites noroeste y sureste. Para la comprobación de dicha hipótesis se han comparado los registros de dos piezómetros situados sobre materiales triásicos, dentro de la cuenca y en la zona sureste, en los ojos de Caminreal, ya en la cuenca del río Jiloca. El resultado muestra una evolución similar de ambos piezómetros para una serie de 30 años, con caídas bruscas asociadas a las extracciones para riego en el entorno de la laguna. Dadas las observaciones realizadas y los resultados obtenidos, esta hipótesis tiene que ser verificada con mayor profundidad.

Conclusiones

Se ha llevado a cabo recuperación de la información y la actualización del antiguo modelo hidrogeológico de la cuenca de Gallocanta. El primer objetivo era probar la eficiencia de FREEWWAT como herramienta útil en un sistema complejo como Gallocanta. Una vez cumplido dicho objetivo, a partir de los resultados obtenidos en régimen estacionario, se observó una sobreestimación de los niveles piezométricos que podría estar producida por la necesidad de introducir una nueva salida de agua en el modelo. Dicha sobreestimación podría confirmar la conexión de la cuenca de Gallocanta con las cuencas vecinas del río Jiloca y el río Piedra. La confirmación de esta teoría supondría la reconcepción del modelo conceptual de Gallocanta, lo que tendría consecuencias en el sistema de protección y gestión de la laguna, así como en la manejo del agua de su cuenca. Por lo tanto, la profundización y extensión del modelo es necesaria para confirmar la hipótesis y obtener información que permita afrontar las presentes y futuras alteraciones introducidas por el cambio climático y los cambios en la gestión del agua a corto y largo plazo en Gallocanta.

Agradecimientos: Este trabajo se enmarca en la tesis doctoral de José María Orellana, desarrollada gracias a la financiación del Gobierno de Aragón con fondos FEDER (2014-2020) en el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y la Universidad de Zaragoza (España). Dicha tesis se incluye en el proyecto CGL2015-66016-R, financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España y la Unión Europea a través de Fondos FEDER.

Referencias

- Cannata, M., Neumann, J., and Rossetto, R. (2017) Open source GIS platform for water resource modelling: FREEWAT approach in the Lugano Lake. Spatial Information Research.
- Castañeda, C., Gracia, F. J., Luna, E., and Rodríguez-Ochoa, R. (2015) Edaphic and geomorphic evidences of water level fluctuations in Gallocanta Lake, NE Spain. *Geoderma*, 239–240, pp. 265–279
- Dadaser-Celik, F., and Mete C. (2017) Modelling Surface Water-Groundwater Interactions at the Palas Basin (Turkey) Using FREEWAT. *Acque Sotterranee - Italian Journal of Groundwater*, 6 (3), pp.53–60.
- García-Vera, M.A., San Román, J., Blasco, O., Coloma, P., (2009) Hidrogeología de la Laguna de Gallocanta e implicaciones ambientales. En: Casterad, M.A. and Castañeda, C., (Eds.) La Laguna de Gallocanta: Medio natural, conservación y teledetección. *Memorias de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 7, España, pp. 79–104.
- Grodzynskyi, M., and Svidzinska, D. (2017) Modelling the Impact of Rural Land Use Scenarios on Water Management: A FREEWAT Approach to the Bakumivka Catchment Case Study, Ukraine. *Acque Sotterranee - Italian Journal of Groundwater* 6 (3), pp. 39–50.
- Kuhn, N. J., Baumhauer, R., and Schütt, B. (2011) Managing the Impact of Climate Change on the Hydrology of the Gallocanta Basin, NE-Spain. *Journal of Environmental Management* 92 (2), pp. 275–83.
- Luzón, A., Pérez, A., Mayayo, M.J., Soria, A.R., Sánchez Goñi, M.F., and Roc, A.C. (2007) Holocene environmental changes in the Gallocanta lacustrine basin, Iberian Range, NE Spain. *The Holocene*, 17, (5), pp. 649–663.
- Rossetto, R., Borsi, I., and Foglia, L. (2015) FREEWAT: FREE and open source software tools for WATER resource management. *Rendiconti Online Società Geologica Italiana*, 35, pp. 252–255.
- San Román, J. (2003) Establecimiento de las normas de explotación de la unidad hidrogeológica "Gallocanta" y la delimitación de los perímetros de protección de la laguna. Confederación Hidrográfica del Ebro, Zaragoza, 402 p.

THE SARDIC PHASE IN SARDINIA AND EASTERN PYRENEES

Claudia Puddu

Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza

732168@unizar.es

Introduction

In Sardinia the Cambrian-Lower Ordovician succession is unconformably overlain by an Upper Ordovician one. Both are separated by an angular unconformity, the so-called Sardinic Unconformity, which has a regional spread throughout the three tectonostratigraphic zones of the Variscan Orogenic Belt distinguished in the island. This regional unconformity is related to the Sardinic Phase, whose deformations (folds, faults and thrusts) induced interruptions in the sedimentary record and igneous activity. Similar unconformities have been recognized in several regions that during Ordovician were located near Sardinia, such as Pyrenees, Montaigne Noire and Eastern Turkey.

The aim of this work is to give a contribution about the knowledge of the Sardinic Phase through the study of the structure between the rocks located on both sides of the Sardinic Unconformity, providing new stratigraphic data from the Upper Ordovician rocks involved in different areas located in Sardinia and Eastern Pyrenees.

Methods and Geological framework

Detailed geological mapping and structural analysis is provided, together with the stratigraphic study of the post-Sardinic successions, in order to do a comparison between the study areas. The former ones are located in the Foreland and Nappe Zones of Sardinia (Iglesiente area), where the Sardinic unconformity and the Sardinic phase were originally identified, and in the Canigó

massif (La Cerdanya area) and Ribes de Freser area (El Baell and Bruguera Alpine units) in the Eastern Pyrenees.

In Sardinia the Variscan tectonostratigraphic zones known as Foreland, Nappe Zone and Internal Zone, are characterized by an increase in metamorphic grade and deformation from SW to NE, and show different Upper Ordovician successions, marked by the Sardinic unconformity.

The pre-Sardinic succession cropping out in the Foreland Zone (SW Sardinia) shows a 2000 m thick continuous marine depositional sequence throughout the Cambrian and Lower Ordovician.

The Sardinic Unconformity marks the top of the former Cambrian-Lower Ordovician succession, and the minimum age associated with the Sardinic gap is Floian to Katian (former Arenig? to Caradoc), on the basis of the age of the post-Sardinic deposits. The Sardinic unconformity is capped by the Upper Ordovician succession, 750-1200 m-thick, in which five formations have been distinguished: reddish-purple polygenic heterometric conglomerates and breccias (Monte Argentu Formation), early Katian (Hammann, 1992; Leone et al., 1991) marine shales and sandstones (Monte Orri Formation), late Katian marine sandstones and siltstones rich in trilobites and brachiopods (Portixeddu formation), sandstones and marly siltstones with late Katian brachiopods (Domusnovas Formation), and volcanoclastic (conglomerates and breccias with mafic clasts) and epiclastic (shales and sandstones) deposits (Rio San Marco Formation) that represents the Hirnantian-Silurian transition.

In the Foreland Zone the pre-Sardinic successions exhibit different E-W oriented structures (folds and thrusts) sealed by the deposition of the Monte Argentu Formation (Carmignani et al., 2001; Pasci et al., 2008) and related to the Sardinic Phase. The E-W fold system is characterized by metre to hectometre-sized open folds, without related foliation and with vertical or high-angle axial planes. The entire Lower Cambrian-Lower Silurian succession is affected by three Variscan fold systems that make difficult the recognition of the Sardinic ones, but a metamorphic discontinuity between the succession pre- and post-Sardinic has been recognized (Eltrudis et al., 1995).

In the Nappe Zone too, cropping out in the central and SE Sardinia, the Cambrian-Silurian succession is interrupted by an angular unconformity (Calvino, 1967) comparable with the Sardinic one of SW Sardinia, that separates a 500 m-thick Cambrian-Lower Ordovician shale-sandstone succession (San Vito Formation) from the overlying Upper Ordovician-Silurian one.

The post-Sardic succession starts with heterometric conglomerates (Rio Ceraxa Conglomerate) rich in quartz and shale clasts derived from underlying rocks, followed by several volcanic products: the “Porfidi bianchi” (Monte Santa Vittoria Formation), the “Porfidi grigi” in the Sarrabus area, the “Porfiroidi” in the Gerrei area, and the “Volcanites” in the Barbagia area, related to a calc-alkaline volcanic activity (Memmi et al., 1983; Di Pisa et al., 1991) embracing the Middle Ordovician (Oggiano et al., 2010; Buzzi et al., 2007). A terrigenous and volcanosedimentary complex related to an early Katian transgression, lies above or interbedded in this volcanic succession (Barca & Di Gregorio, 1979). It includes volcanoclastic conglomerates and sandstones, fossiliferous siltstones and sandstones (Punta Serpeddi Formation) of early Katian age, and siltstones, sandstones and silicified limestones of late Katian age (Tuviois Formation) which is finally overlain by Silurian graptolitic shales. Pre-Variscan deformations (Cocco & Funedda, 2011) have been recognized in the Nappe Zone, but they are mainly mixed with the overprint of the Variscan deformation.

The pre-Variscan basement of the Pyrenees comprises an upper Neoproterozoic-Carboniferous succession, more than 3000 m thick, which provides evidence of Cadomian, Ordovician and Variscan magmatic episodes, together with Ordovician, Variscan and Alpine deformation events. Such as for the Sardinian basement, in the Pyrenees an angular discordance and erosive unconformity marks the base of the post-Sardic sediments, representing a stratigraphic gap that includes part of the Lower Ordovician and the entire Middle Ordovician (Laumonier, 1988; Hammann, 1992; Muñoz & Casas, 1996; Casas & Palacios, 2012). This unconformity has a regional extension and is recognized in different areas of the Axial Zone.

The pre-Sardic succession is formed by a thick (4000-6000 m) schist-greywacke-dominated sequence containing marble and volcanic interbeds and intruded by Ordovician granitoids, known as the Ediacaran Canaveilles Group

and the Cambrian-Lower Ordovician (Laumonier et al., 2004; Casas & Palacios, 2012) Jujols Group. NW-SE to N-S trending folds affect the pre-Sardic deposits (Casas, 2010), while N-S Upper Ordovician faults affect part of the post-Sardic succession (Casas & Fernández, 2007; Casas, 2010).

The Upper Ordovician succession which cap the Sardic unconformity consists of a 100 - 1000 m broad fining-upward package that includes some limestone key levels in which Hartevelt (1970) defined five siliciclastic formations: Rabassa, Cava, Estana, Ansovell and Bar formations. The lowest part of the Upper Ordovician succession is made up reddish-purple polygenic and heterometric conglomerates (Rabassa Formation), overlain by conglomerates, sandstones and shales with volcanic intercalations, of Katian age (Cava Formation). The former one is capped by limestone and marly limestone (Estana Formation), rich in brachiopods, bryozoans, echinoderms and conodonts of late Katian age. The top of the carbonate succession is overlain by black-grey shales (Ansovell Formation), and finally by the Bar Quartzite, aged as Hirnantian-Silurian on the basis of their fossiliferous content (Sanz López & Sarmiento, 1995; Sanz López et al., 2002b).

Results

Iglesiente area

In the study area, located in the inner part of the Iglesias Syncline (SW Sardinia - Foreland Zone), the pre-Sardic succession, the Sardic unconformity and part of the Upper Ordovician succession are exposed. The pre-Sardic succession, at least 300 m-thick, is composed of the marine sandstones and siltstones (Cabitza Formation), cutted by the Sardic unconformity which shows a roughly NNW-SSE trending. The post-Sardic succession is composed by a fining-upward sequence starting with a thick (at least 150 m) reddish-purple conglomerate (Monte Argentu Formation), with quartz and slate clasts derived from the underlying rocks, intercalated to sandstones, siltstones, and shales. It is overlain by greenish siltstones (Monte Orri Formation) and by the richly fossiliferous sandstones (Portixeddu Formation).

Quartz veins occur in both the pre-Sardic succession, and in the post-Sardic one, as pebbles included in the conglomerate, which contain slate (Cabitza Formation) and limestone (San Giovanni Formation) pebbles derived from the underlying rocks.

Variscan E-W and N-S fold systems, both with related foliation, affected the pre-, post-Sardic successions, and the Sardic unconformity too. It could be difficult to distinguish Variscan deformations from Sardic ones, because the former show a similar E-W trending but do not produced foliation, but it is possible when they are sealed by the post-Sardic deposit.

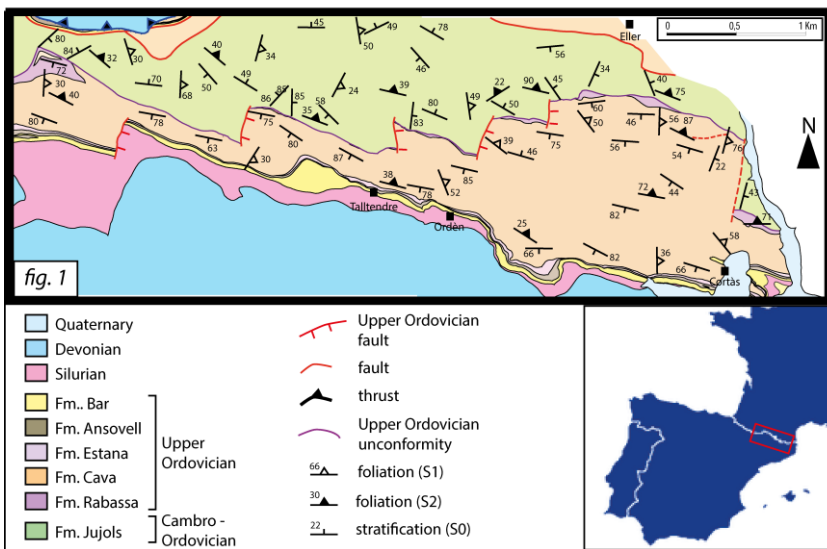
La Cerdanya area

In the study area, located in the Canigó massif, the pre-Sardic succession, composed of sandy-siltstones (Jujols Formation), is cutted at different angles (0-90°) by the Sardic unconformity (Fig. 1).

The former unconformity, which exhibit a NW-SW trending, is capped by the Upper Ordovician succession, up to 390 m-thick, which shows significative thickness variations. Along a stratigraphic section near Ordén, the Upper Ordovician succession starts with 20 m of reddish-purple polygenic and heterometric conglomerates (Rabassa Formation), which includes clasts composed of vein quartz, quartzite and slate derived from underlying rocks. The former is overlain by 280 m of sandstones and shales with volcanic intercalations (Cava Formation). It shows two Katian fossiliferous horizons in its upper part: the basal one, bearing the brachiopod genus *Svobodaina*, and a new horizon bearing brachiopods (*Dolerorthis* sp., *Porambonites* sp., *Eoanastrophia* sp.) which are intermediate to the ones occurring in Estana Formation. Cava Formation is overlain by 18 m of limestone and marly limestone (Estana Formation) bearing a late Katian fauna, composed of brachiopods, bryozoans, echinoderms and corals. The top of the carbonate succession is capped by 13 m of black-grey shales (Ansovell Formation), and by 21 m of a bright quartzite (Bar Formation).

The Cambrian-Lower Ordovician succession of the La Cerdanya area exhibits metric-to-hectometric open folds, NE-SW to N-S oriented, without related foliation, sealed by the conglomerates of the Rabassa Formation. These

Ordovician folds differs from the Variscan ones, that produced foliation, although could show a similar trending. Ordovician folds control the orientation of the Variscan main-folding-phase mesostructures, fold axes and intersection lineation in the Cambro-Ordovician sediments. The pre-Sardic succession, the Sardic Unconformity and the lower part of the post-Sardic succession are cut and offset by some N-S-trending synsedimentary faults (Fig. 1), affecting their thickness. The displacement of the faults progressively decreases upsection



dying out in the upper part of the Cava Formation.

Figure 1. Geological map of La Cerdanya area.

Ribes de Freser area

The Upper Ordovician succession of El Baell and Bruguera units differs from that classically described by Hartevelt (1970) and used as reference for the main part of the Pyrenees. In the El Baell unit two formations are distinguished: a lower alternation of shales and limestones (El Baell formation), which shows the “schistes troués” feature of the Estana Formation, unconformably overlain by monotonous grey shales referred by (Muñoz (1985) to the Ansovell

Formation described by Hartevelt's (1970).

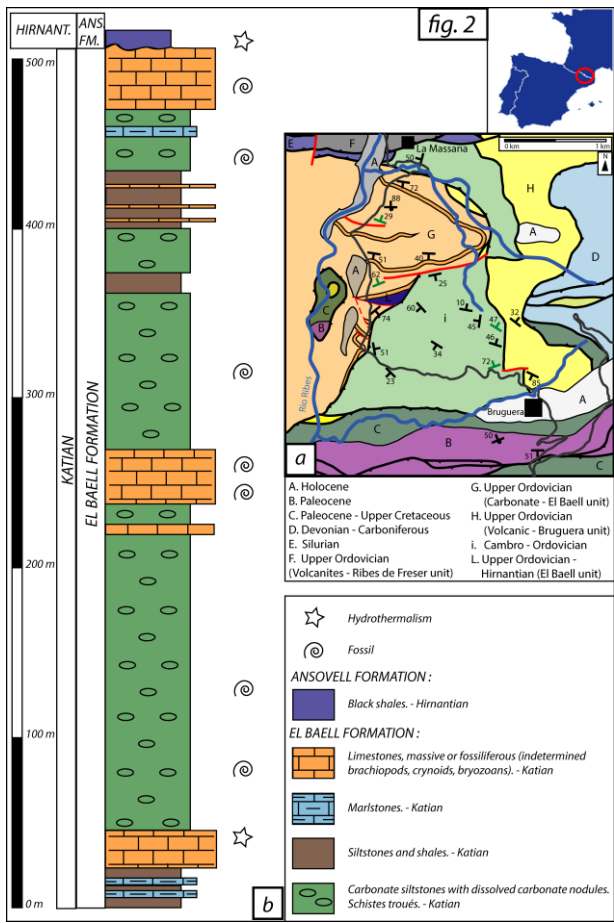


Figure 2. Geological map (a) and stratigraphic log (b) of Ribes de Freser area.

The type section of the Upper Ordovician El Baell formation is defined (Fig. 2b). The former consists of shale/limestone alternations, about 490 m-thick. The exposed succession comprise three shallowing-upward sedimentary cycles, 200-230 m thick, each one composed by basal greenish massive-to-bedded

shales that increase upsection the content in carbonate nodules parallel to stratification (“schistes troués”), and by centimetre-thick limestone interbedded that gradually increase in thickness until the final disappearance of shale interbeds. The top of the formation is marked by a karstic surface, overlain by a silty dolostone, up to 30 cm thick with an erosive top, and the subsequent onlap of the Ansovell blackish shales, rich in slumping levels. The thicker limestone levels, marking the top of shallowing-upward sedimentary cycles, contain fissure networks occluded with Pb-Zn-As ore mineralizations, whose clast counterparts occur forming overlying lags.

The Bruguera unit lies on the top of the El Baell unit and exhibits a 300 m-thick slate-dominant succession, pre-Variscan in age (Cambrian-Ordovician?; Muñoz 1985), and comparable with the Jujols Group cropping out in the Canigó massif. It is subsequently overlain by a ca. 300 m thick volcanic complex (Muñoz 1985) composed of rhyolitic ignimbrites, variegated in colour and finely banded, aged 455 Ma (Sandbian) (Martí et al. 2014). Only in the Bruguera unit, the Sardinian Unconformity is clearly exposed. The discontinuity is capped by volcanites, whereas in the Ribes de Freser and El Baell units the cover is entirely made up of Upper Ordovician rocks. In the Bruguera unit, the absence of a biostratigraphic control in the pre-Sardinian succession makes difficult to evaluate the magnitude of the stratigraphic gap, although it seems comparable to the Sardinian gap represented in the remaining Pyrenees.

References

- Barca, S., Di Gregorio, F., (1979) La successione ordoviciana-siluriana inferiore nel Sarrabus (Sardegna sud-orientale). *Mem. Soc. Geol. It.*, 20, 189–202.
- Buzzi L., Funedda, A., Gaggero, L., Oggiano, G. & Tiepolo, M., (2007) U-Pb zircon dating (LA-ICP-MS) of the Ordovician felsic volcanism through the Variscan Units in Sardinia (Italy). *Geophys. Res. Abs.*, 9. EGU 2007. General Assembly, Wien, 15-20 April 2007.
- Calvino, F., (1967) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. F° 227 Muravera. - Soc. Coop. Tip., 1–60.
- Carmignani, L., Oggiano, G., Barca, S., Conti, P., Salvadori, I., Eltrudis, A., Funedda, A. & Pasci, A. (2001) Geologia della Sardegna. Note illustrative della Carta Geologica della Sardegna a scala 1:200.000. Mem. descr. Carta Geol. It. LX. Servizio Geologico d'Italia, 283 pp.

- Casas, J. M. (2010) Ordovician deformations in the Pyrenees: new insights into the significance of pre-Variscan ('sardic') tectonics. *Geol. Mag.*, 147, 647–689.
- Casas, J. M. & Fernández, O. (2007) On the Upper Ordovician unconformity in the Pyrenees: New evidence from the La Cerdanya area. *Geol. Acta*, 5, 193–198.
- Casas, J. M. & Palacios T., (2012) First biostratigraphical constraints on the pre-upper Ordovician sequences of the Pyrenees based on organic-walled microfossils. *C. R. Geosci.*, 344, 50–56.
- Cocco, F. & Funedda, A., 2011. New data on the pre-Middle Ordovician deformation in SE Sardinia: a preliminary note. *Rend. online SGI*, 15, 34–36.
- Di Pisa, A., Gattiglio, M., Oggiano, G., (1991) Some specifications on the Pre-Hercynian magmatic activity in the nappe zone of Sardinia. *Proceed. Congr. Geol. Basam. It.* Siena, 148–149.
- Eltrudis A., Franceschelli M., Gattiglio M. & Porcu R., (1995) Discontinuous metamorphic zonation in the palaeozoic units of the Hercynian chain of SW Sardinia, Italy: evidence from structural and illite cristallinity data. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 75, 201–211.
- Hammann, W., (1992) The Ordovician trilobites from the Iberian Chains in the province of Aragon, NE Spain – I. The trilobites of the Cystoid Limestone (Ashgill series). *Beringeria*, 6, 1–219.
- Hartevelt, J. J. A., (1970) Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 45, 167–236.
- Leone, F., Hamman, W., Laske, R., Serpagli, E., Villas, E., (1991) Lithostratigraphic units and biostratigraphy of the post-Sardic Ordovician sequence in south-west Sardinia. *Boll. Soc. Pal. It.*, 30, 201–235.
- Laumonier, B., (1988) Les groupes de Canaveilles et de Jujols («Paléozoïque inférieur») des Pyrénées orientales. Arguments en faveur de l'âge essentiellement cambrien de ces séries. *Herynica*, 4, 25–38.
- Laumonier, B., Autran, A., Barbey, P., Cheilletz, A., Baudin, Th., Cocherie, A., Guerrot, C., (2004) Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'âge et la signification des séries pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) du sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 175, 643–655.
- Martí, J., Casas, J.M., Guillén, N., Muñoz, J.A., Aguirre, G., (2015) Structural and geodynamic constraints of Upper Ordovician volcanism of the Catalan Pyrenees. *Gondwana 15 Abstracts book*, 104.
- Memmi, I., Barca, S., Carmignani, L., Coccozza, T., Elter, F.M., Franceschelli, M., Gattiglio, M., Ghezzi, C., Minzoni, N., Naud, G., Pertusati, P.C., Ricci, C.A., (1983) Further geochemical data on the pre-Hercynian igneous activities of Sardinia and on their geodynamic significance. In: Carmignani, L., Sassi, F.P. (Eds.), *Contribution to the Geology of Italy with special regards to the Palaeozoic basement*. IGCP Project N. 276: Newsl., 5, pp. 87–91.

- Muñoz, J. A. (1985) Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental. PhD, Univ. Barcelona.
- Muñoz, J.A. & Casas, J.M., (1996) Tectonique préhercynienne. In: Carreras J. & Debat P. (coords.), Tectonique Hercynienne. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, 1 Cycle Hercynien. BRGM-ITGE, 587–589.
- Pasci, S., Pertusati, P.C., Salvadori, I., Murtas, A., (2008) I rilevamenti CARG del Foglio geologico 555 “Iglesias” e le nuove implicazioni strutturali sulla tettonica della “Fase Sarda”. *Rend. Onl. Soc. Geol. It.*, 3, 614–615.
- Sanz López, J. & Sarmiento, G.N., (1995) Asociaciones de conodontos del Ashgill y Llandovery en horizontes carbonatados del Valle del Freser (Girona). XI Jorn. Pal., Tremp, 157–160.
- Sanz López, J., Gil Peña, I. & Valenzuela Ríos J.I., (2002) Lower Palaeozoic rocks from the Pyrenees: a synthesis. In: Palaeozoic conodonts from northern Spain. Eight Int. Conodont Symp. held in Europe (García-López, S. & Bastida, F., Eds.). Cuad. Mus. Geomine., 1, 349–365.

ESTRATIGRAFÍA Y PALEONTOLOGÍA DE LA FORMACIÓN TREMP EN EL PIRINEO ARAGONÉS: ATERRIZANDO EN LA TESIS DOCTORAL

Manuel Pérez Pueyo

Dpto. Ciencias de la Tierra-IUCA, Universidad de Zaragoza
manuppueyo@unizar.es

Introducción

El Pirineo español es uno de los pocos lugares del mundo donde se encuentra una secuencia sedimentaria continental completa del tránsito Cretácico-Paleógeno con restos fósiles de vertebrados. A los yacimientos clásicos de Cataluña (Cuenca de Tremp, Àger), se han añadido en los últimos años los significativos descubrimientos de dinosaurios y crocodrilomorfos en el Pirineo aragonés. Su importancia radica en registrar los vertebrados de los últimos cientos de miles de años del Cretácico en esta parte del mundo (Canudo *et al.*, 2016). De las 6 grandes extinciones que han tenido lugar en la Tierra, sin duda alguna, la que más controversia ha generado en el mundo científico ha sido la extinción asociada al límite Cretácico-Paleógeno (K-Pg). En dicho evento, desaparecieron un gran número de vertebrados, tanto marinos como terrestres, como es el caso de los dinosaurios. Dicha extinción se produjo como consecuencia de una acumulación de eventos, entre los que se incluyen cambios climáticos regionales, regresiones marinas y erupciones volcánicas (Li y Keller, 1998; Miller *et al.*, 2005; Tobin *et al.*, 2012), siendo culminados por un impacto meteorítico hace 66 Ma (Alvarez *et al.*, 1980), representado por una anomalía de iridio registrada a escala global. Dicha anomalía puede correlacionarse en numerosos perfiles estratigráficos en todo el mundo y marca el límite K-Pg.

En las facies continentales del Maastrichtiense del Pirineo español no se ha encontrado el nivel de iridio que marca el límite, por lo que hasta el momento no se ha podido situar el límite con exactitud. Este es un tema clave, ya que la hipótesis de la extinción de los dinosaurios por las consecuencias de un impacto extraterrestre postula que esta extinción fue instantánea. Las facies continentales

están representadas en la Formación Tremp (Mey *et al.*, 1968; Rosell *et al.*, 2001; Pujalte y Schmitz, 2005), la cual está conformada por una serie de depósitos continentales y transicionales con una gran variedad de ambientes de sedimentación (fluviales, aluviales, lacustres, estuarinos, *lagoons*, etc). Los estudios desarrollados hasta el momento (Pereda-Suberbiola *et al.*, 2009; Blanco *et al.*, 2015; Puértolas-Pascual *et al.*, 2016, 2018; Torices *et al.*, 2015) indican una paleobiodiversidad significativa de vertebrados (incluyendo dinosaurios) en la parte inferior y media de la Formación Tremp. Sin embargo, en la parte superior (*Upper Red Garumnian*, URG) no se han encontrado dinosaurios, ni otras faunas de vertebrados continentales típicas del Cretácico (Canudo *et al.*, 2016). Por tanto, en la Formación Tremp se encuentra un amplio intervalo donde debería estar registrado el límite K-Pg y donde se tiene registro de dinosaurios.

Hipótesis de trabajo, metodología y objetivos generales

El estado de conocimiento actual (Canudo *et al.*, 2016) indica que los dinosaurios (terópodos, saurópodos y ornitópodos) están representados en los últimos cientos de miles de años del Cretácico en el Pirineo, pero no conocemos si se extinguieron de una manera instantánea en relación con el impacto meteorítico del límite K-Pg o a lo largo de los últimos miles de años del Cretácico de una manera más paulatina. En este contexto, los últimos estudios indican que en el Pirineo aragonés se encuentra bien representado este intervalo temporal con un registro abundante de vertebrados (huesos, icnitas y cáscaras de huevo), lo que puede permitir precisar con exactitud el nivel estratigráfico de la desaparición. Por otra parte, la ausencia de vertebrados en la parte superior de la Formación Tremp abre una interesante línea de investigación. En los lugares clásicos donde está registrada la extinción de los dinosaurios como es el caso de Norteamérica, los mamíferos y otros vertebrados del Paleógeno basal (Paleoceno inferior) son abundantes. Sin embargo, en los afloramientos de los Pirineos españoles no se ha encontrado dicho registro.

El presente proyecto de Tesis Doctoral plantea un trabajo de campo y laboratorio exhaustivo para dar respuesta a estos interrogantes: conocer con exactitud hasta qué nivel estratigráfico se encuentran registrados los vertebrados,

para documentar si su extinción fue brusca o gradual y dar una explicación a la ausencia de restos de vertebrados en la parte superior de la Formación Tremp. Todo ello se realizará integrando estudios paleontológicos y sedimentológicos, a fin de establecer con precisión la distribución estratigráfica de los diferentes grupos de vertebrados y sus implicaciones paleoambientales.

Objetivos

Para la realización de este proyecto de tesis se plantea trabajar sobre un objetivo general: estudiar el evento de extinción K-Pg en las facies continentales y transicionales de la Formación Tremp, en el sector aragonés de la Cuenca de Tremp. Dicho objetivo se pretende resolver mediante un estudio integrado paleontológico y sedimentológico, lo que implica que se desgrane en una serie de objetivos más concretos:

- Definir y caracterizar los ambientes de sedimentación de la Formación Tremp en el sector aragonés: mediante la correlación y análisis de facies detallado tanto en perfiles estratigráficos ya estudiados (Campo, Serraduy, Iscles, Blasi) como en otros nuevos que se levanten en afloramientos todavía no estudiados.
- Estudio sistemático de los restos de dinosaurios y otros tetrápodos del Cretácico terminal (Maastrichtiense superior) del Pirineo aragonés, con revisión de materiales ya estudiados (*e.g. Agaresuchus subjuniiperus* (Puértolas-Pascual *et al.*, 2014); *Arenysaurus* (Pereda-Suberbiola *et al.*, 2009), y estudio de nuevos materiales encontrados durante el desarrollo de la tesis.
- Estudio de la biodiversidad de los tetrápodos del Maastrichtiense superior y su distribución estratigráfica: analizando como varían los diferentes grupos a lo largo de la serie estratigráfica regional.
- Reconstrucción paleoambiental de yacimientos de vertebrados, incluyendo las interacciones de los organismos con los medios sedimentarios, siguiendo la metodología de Gasca *et al.* (2017), así como estudio de cáscaras de huevos y yacimientos de icnitas, con sus implicaciones paleoecológicas.
- Acotar el intervalo donde se encontraría el K-Pg en la serie estratigráfica

regional: mediante una estratigrafía de muy alta resolución, que permita delimitar el último registro de vertebrados antes del Paleógeno. También incluirá análisis geoquímicos y mineralógicos de aquellos niveles que puedan ser favorables a presentar evidencias del impacto meteorítico, en caso de que se puede acotar un intervalo muy pequeño.

- Identificar la causa de la ausencia de vertebrados en el Paleoceno basal de la Formación Tremp (URG), buscando evidencias paleoambientales o tafonómicas que permitan explicar la total ausencia de restos fósiles de vertebrados en dicho tramo de la formación.

Metodología

La consecución de los objetivos planteados solo se podrá llevar a cabo mediante la aplicación de una serie de técnicas de trabajo, tanto de campo como de laboratorio, con una componente claramente multidisciplinar (paleontología, estratigrafía, sedimentología, geoquímica, mineralogía). De esta manera se pretende obtener abundantes datos nuevos sobre la cuestión de la extinción del límite K-Pg en el Pirineo aragonés, a la que se complementará con la información ya disponible, obteniendo un mayor grado de esclarecimiento sobre la problemática existente. A continuación, se enumeran los principales trabajos que se plantean:

- Trabajo de campo
- Prospección paleontológica: en afloramientos de la Formación Tremp todavía no estudiados con detalle, con el objeto de localizar nuevos yacimientos de fósiles de vertebrados e icnitas.
- Campañas de excavación en yacimientos ya conocidos: se aprovecharán las campañas de excavación que organicé el grupo Aragosaurus-IUCA, a fin de ir aprendiendo las técnicas y problemáticas que conlleva una campaña de excavación; y a su vez para obtener material complementario al ya publicado.
- Toma de muestras para levigados: con el principal objetivo de poder estudiar a los grupos de microvertebrados (anfibios, lagartos, etc...)

presentes en la Formación Tremp, así como otros microfósiles con valor cronoestratigráfico (carofitas, foraminíferos).

- Levantamiento de perfiles estratigráficos y correlación con otros ya existentes: la Formación Tremp, en el sector aragonés presenta una amplia extensión de afloramientos por estudiar, y en esta tesis se pretende rellenar los huecos estratigráficos que faltan, a fin de poder analizar con mayor detalle las relaciones estratigráficas entre las diferentes unidades sedimentarias.
 - Análisis y cartografía de facies, para interpretar los subambientes de sedimentación representados por la Formación Tremp en cada afloramiento estudiado, así como para conocer aquellos más propicios para la preservación de restos fósiles y huellas. En particular se realizarán el seguimiento lateral de detalle de cuerpos sedimentarios y niveles estratigráficos mediante foto aérea de alta resolución e imágenes de dron: los cuerpos sedimentarios de grandes dimensiones como canales fluviales o deltaicos pueden aportar información tanto a la reconstrucción de los diferentes medios sedimentarios como a los modos de preservación tafonómica de los fósiles. Además, permitirá tener un control estratigráfico de detalle de los yacimientos.
 - Estudio de yacimientos de icnitas de dinosaurio: estos yacimientos aportan información muy valiosa respecto a la paleoecología de los dinosaurios, aportando datos sobre su capacidad de movimiento, su relación con miembros de su mismo grupo y con miembros de otros grupos. Además, aportan evidencias de presencia de dinosaurios en niveles donde no hay huesos.
- Trabajo de laboratorio
- Limpieza y preparación de fósiles: para poder estudiarlos correctamente a posteriori a nivel sistemático, tafonómico y paleoecológico.
 - Estudio de muestras de roca en secciones pulidas, láminas delgadas y levigados: con el objeto de caracterizar las distintas facies sedimentarias a

escala micro. También análisis de láminas delgadas de huesos y cascara de huevo, lo que puede aportar información paleoambiental y taxonómica.

- Análisis geoquímicos: análisis de concentración de ciertos elementos como el iridio, para demostrar si el nivel de iridio del K/Pg está presente en la Formación Tremp.
- Análisis mineralógicos: tanto en lámina delgada, rayos X, TEM, con el fin de localizar evidencias del impacto, siguiendo metodologías similares a las seguidas por Bohor *et al.* (1984), Bauluz *et al.* (2004 y 2018) y Engelke *et al.* (2018).
- Trabajo de gabinete
- Revisión bibliográfica
- Elaboración de una base de datos con todos los yacimientos de la Fm. Tremp en el Pirineo aragonés.

Primeros avances

Durante estos primeros meses de trabajo de la tesis, se han realizado tareas de revisión bibliográfica de trabajos previos de la Fm. Tremp, en los que se ha constatado que hay mucha más información de los afloramientos catalanes que en los aragoneses. Así mismo se ha procedido a revisar el material recogido en anteriores campañas de campo, en especial el procedente de los yacimientos de Serraduy (Roda de Isábena).

En lo referente al trabajo de campo, se han tomado gran número de datos preliminares en la zona de Serraduy, donde se concentran el grueso de los yacimientos (45) de los afloramientos aragoneses. Se han visitado yacimientos ya estudiados (Puértolas-Pascual *et al.*, 2018), con el objetivo de situar con precisión su posición estratigráfica y recoger nuevo material. También se han ido identificado las diferentes facies sedimentarias de manera muy superficial, y se han localizado afloramientos idóneos para levantar series estratigráficas de

detalle. Durante el transcurso de estos trabajos de campo, se han identificado al menos 7 nuevos yacimientos paleontológicos con restos de vertebrados. Finalmente se ha elaborado una base de datos de todos los yacimientos de la Fm. Tresp en Aragón, la cual se irá completando conforme se obtenga nueva información (tafonomía, facies, grupos de vertebrados representados, etc...)

Así mismo, se han presentado dos comunicaciones en dos congresos, uno a nivel nacional (XVI EJP, Zarautz), en el que se han presentado unas huellas de natación asignadas a Crocodylomorpha (Pérez-Pueyo *et al.*, 2018a) y otro a nivel internacional (3rd IMERP, Krasiejow), en el que se presentó una evaluación de la diversidad y distribución estratigráfica de los vertebrados de la Fm. Tresp en la zona de Serraduy (Pérez-Pueyo *et al.*, 2018b).

Referencias

- Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F. y Michel, H. V. (1980). Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208, 1095-1108.
- Bauluz, B., Peacor, D. y Hollis, C. (2004). TEM study of meteorite impact glass at New Zealand Cretaceous-Tertiary sites: Evidence for multiple impacts or differentiation during global circulation? *Earth and Planetary Science Letters* 219(3- 4), 209-219.
- Blanco, A., Bolet, A., Blain, H. A., Fondevilla, V., y Marmi, J. (2015). Late Cretaceous (Maastrichtian) amphibians and squamates from northeastern Iberia. *Cretaceous Research* 57: 624-628.
- Bohor, B. F., Foord, E. E., Modreski, P. J. y Triplehorn, D. M. (1984). Mineralogic evidence for an impact event at the Cretaceous-tertiary boundary. *Science*, 224, 867-869
- Canudo, J.I., Oms, O., Vila, B., Galobart, A., Fondevilla, V., Puértolas-Pascual, E., Selles, A.G., Cruzado-Caballero, P., Dinarès-Turell, J., Vicens, E., Castanera, D., Company, J., Burrell, L., Estrada, R., Marmi, J. y Blanco, A. (2016). The upper Maastrichtian dinosaur fossil record from the southern Pyrenees and its contribution to the topic of the Cretaceous-Palaeogene mass extinction event. *Cretaceous Research*, 57, 540-551.
- Do Campo, M., Bauluz, B., del Papa, C., White, T., Yuste, A., Mayayo, M.J. (2018). Evidence of cyclic climatic changes recorded in claymineral assemblages from a continental Paleocene-Eocene sequence, northwestern Argentina. *Sedimentary Geology*,

- 368, 44-57.
- Gasca, J.M., Moreno-Azanza, M., Bádenas, B., Díaz-Martínez, I., Castanera, D., Canudo, J.I., Aurell, M. (2017). Integrated overview of the vertebrate fossil record of the Ladruñán anticline (Spain): Evidence of a Barremian alluvial-lacustrine system in NE Iberia frequented by dinosaurs. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 472: 192-202.
- Engelke, J., Linnert, C., Niebuhr, B., Schnetger, B., Brumsack, H., Mutterlose, J., Wilmsen, M. (2018). Tracking Late Cretaceous environmental change: Geochemical environment of the upper Campanian to lower Maastrichtian chalks at Krons Moor, northern Germany. *Cretaceous Research*, 84: 323-329.
- Li, L., y Keller, G. (1998). Abrupt deep-sea warming at the end of the Cretaceous. *Geology*, 26, 995-998.
- Mey, P. H. W., Nagtegaal, P. J. C., Roberti, K. J. A., & Hartelvelt, J. J. A. (1968). Lithostratigraphic sub-division of posthercynian deposits in the south central Pyrenees, Spain. *Leidsche Geologische Mededelingen*, 41, 221-228.
- Miller, K. G., Kominz, M. A., Browning, J. V., Wright, J. D., Mountain, G. S., Katz, M. E., *et al.* (2005). The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, 310, 1293-1298.
- Pereda Suberbiola, X., Canudo, J. I., Cruzado-Caballero, P., Barco, J. L., López-Martínez, N., Oms, O., *et al.* (2009). The last hadrosaurid dinosaurs of Europe: a new lambeosaurine from the uppermost Cretaceous of Arén (Huesca, Spain). *Comptes Rendus Palevol*, 8, 559-572.
- Pérez-Pueyo, M. Canudo, J.I., Bádenas, B., Puértolas-Pascual, E., Alonso, A., Medrano-Aguado, E. (2018b). Tetrapod diversity of the Tremp Formation in the Aragonese Pyrenees (Spain): Confining the Cretaceous-Paleogene boundary in a transitional environment. En: *3rd International Meeting of Early-Staged Researchers in Paleontology (IMERP, Krasiejow)*, 54.
- Pérez-Pueyo, M., Castanera, D., Canudo, J.I., Bádenas, B. (2018a). Nuevas evidencias de icnitas de natación de Crocodylomorpha en Beranuy. En: *XVI Encuentro de Jóvenes Investigadores en Paleontología (EJIP, Zarautz)*, 137-140.
- Puértolas-Pascual, E., Blanco, A., Brochu, C., y Canudo, J. I. (2016). Review of the Late Cretaceous-Early Paleogene crocodylomorphs of Europe: extinction patterns across the K/Pg boundary. *Cretaceous Research*, 5, 565-590.
- Puértolas-Pascual, E., Canudo, J. I., & Moreno-Azanza, M. (2014). The eusuchian crocodylomorph *Allodaposuchus subjuniperus* sp. nov., a new species from the

- latest Cretaceous (upper Maastrichtian) of Spain. *Historical Biology*, 26, 91-104.
- Pujalte, V., y Schmitz, B. (2005). Revisión de la estratigrafía del Grupo Tremp. (Garumniense, Cuenca de Tremp-Graus, Pirineos meridionales). *Geogaceta*, 38, 79-82.
- Rosell, J., Linares, R., y Llompart, C. (2001). El “Garumniense” prepirenaico. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14, 47-56.
- Tobin, T. S., Ward, P. D., Steig, E. J., Olivero, E. B., Hilburn, I. A., Mitchell, R. N., et al. (2012). Extinction patterns, $\delta^{18}O$ trends, and magnetostratigraphy from a southern high-latitude Cretaceous-Paleogene section: links with Deccan volcanism. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 350-352, 180-188.
- Torices, A., Currie, P., Canudo, J. I., & Pereda Suberbiola, X. (2015). Theropod dinosaurs from the Upper Cretaceous of the South Pyrenean Zone. *Acta Paleontologica Polonica*, 60(3), 611-626.

MIDDLE EOCENE CLIMATIC OPTIMUM (MECO) IN THE DEEP-SEA: REVIEW AND NEW FORAMINIFERAL DATA

Lucía Rivero-Cuesta

Departamento de Ciencias de la Tierra & IUCA, Universidad de Zaragoza
lrivero@unizar.es

Introduction

Several transient warming events named “hyperthermals” interrupted the general middle to late Eocene (49 to 34 Ma) cooling trend (e.g. Edgar et al., 2007; Ivany et al., 2008). These events are usually identified by short (<200 kyr), coeval negative carbon and oxygen isotopic excursions and are linked to perturbations in the carbon cycle. They are generally characterised by an increase in global temperature (higher atmospheric pCO₂), CaCO₃ dissolution and acidification in ocean waters, as well as perturbations in the hydrological cycle and increase in continental erosion (e.g. Bohaty et al., 2009). The longer and best-known Eocene hyperthermal event, the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM) had important biotic consequences, including extinctions in the deep benthic realm (Thomas, 2007), one of the most stable ecosystems on Earth. Nonetheless, the response of deep-sea faunas to middle-late Eocene hyperthermal events is still poorly understood.

The Middle Eocene Climatic Optimum (MECO, ca. 40 Ma, Bohaty and Zachos, (2003)) differs from other middle Eocene hyperthermals by its longer duration (~500 kyr), warming-cooling pattern, carbon isotopic signature and its effects on a global scale (e.g. Bohaty et al., 2009; Spofforth et al., 2010). The impact of the MECO on deep-sea environments and biota seem to vary bathymetrically, in latitude and within oceans, as shown by several studies on benthic foraminiferal fauna.

Previous case studies

ODP Site 1263 (Boscolo Galazzo et al., 2015) is located in the SE Atlantic (Walvis Ridge) and the studied interval was deposited at 2000 m paleodepth in

an open ocean setting. Benthic foraminiferal assemblages do not show major faunal changes during and after the MECO event, and they are mainly dominated by phytodetritus-exploiting taxa, indicative of a seasonal or pulsed flux of organic matter. However, the MECO peak is coeval with a marked decline in benthic foraminiferal and coarse fraction accumulation rates (BFAR and CFAR). This has been interpreted as a decrease in the transfer of organic matter to the seafloor, likely as an effect of warming which affected pelagic food webs. It has been suggested that higher temperatures increased heterotrophs metabolic rates, which would have led to a decrease in numbers of both planktonic and benthic foraminifera in food-limiting (oligotrophic) settings such as at Site 1263.

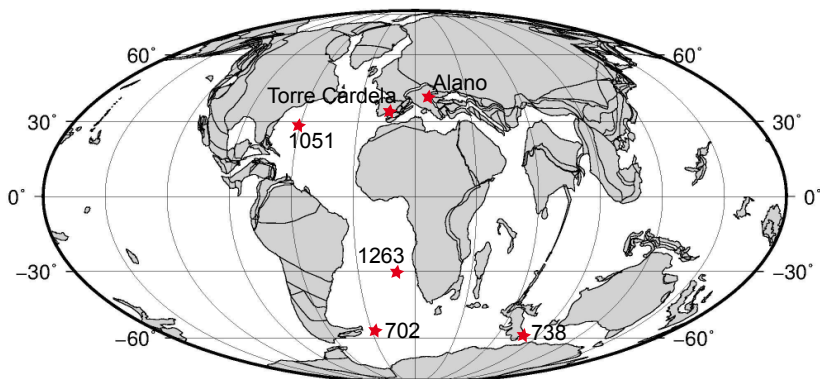


Figure 1. Location of the sites and sections mentioned on the text. Plate tectonic reconstruction map (40 Ma) from ODSN.

Alano section (Boscolo Galazzo et al., 2013) was deposited in a marginal-marine basin of central western Tethys at 600-1000 m paleodepth. During the gradual warming of the MECO, marine export productivity increased, causing a transient restructuring of benthic fauna. The MECO aftermath shows even more highly increased export productivity, which led to bottom-water oxygen depletion. Opportunistic stress-tolerant taxa (buliminids, bolivinids and

uvigerinids) dominate in coincidence with the deposition of organic-rich sediments during a 0.5 Ma period of environmental instability after MECO peak conditions. However, there were no permanent changes (extinctions) in the structure and composition of the benthic foraminiferal assemblages throughout the interval studied, which recovered to pre-MECO conditions after the instability period. Signs of dissolution (increased percentage of agglutinated taxa and minimum N/g benthic foraminiferal values) are registered specially during peak-MECO conditions. The inferred higher productivity has been attributed to an increased influx of nutrient-bearing fresh water into the basin, caused by a strengthened hydrological cycle during MECO warming. This mechanism continued after peak conditions, leading to the deposition of organic rich layers and eventually hypoxic conditions.

ODP Site 1051 (Moebius et al., 2015) is located in the NW Atlantic (Blake Nose), and its estimated depositional setting lies between 1000 to 2000 m paleodepth. Similar to Site 1263, it corresponds to an open ocean (pelagic) environment and its benthic foraminiferal response to the MECO event is also similar to that at Site 1263: largely unchanged faunal composition. However, BFAR and PFAR (planktonic foraminiferal accumulation rates) values during peak MECO conditions increase and two high productivity intervals have been recorded (one at peak MECO and the second 300 kyr later). These evidences have been interpreted as an increase in biological productivity during and after MECO peak, which led to eutrophic conditions and suggest correlation with the also two organic intervals (related with high productivity) at Alano.

ODP Site 738 (Moebius et al., 2014) is located in the Indian sector of the Southern Ocean (Kerguelen Plateau) and was deposited at 1700 m below sea floor during the middle Eocene. A change in benthic foraminiferal dominance, from epifaunal to infaunal morphotypes, is recorded during warming and peak conditions. Furthermore, there are evidences (based on cerium content of fish teeth) of lower oxygen levels during peak conditions. Changes in benthic assemblages and oxygen depletion has been explained by an increase in export productivity, associated with warming and likely related, as well as for Alano and Site 1051, to increased continental runoff and arrival of additional nutrients to surface waters.

	ODP Site 1260 (SE Atlantic) (Boscolo-Galazzo et al. 2015)	Alano (central-W Tethys) (Boscolo-Galazzo et al. 2013)	ODP Site 1051 (NW Atlantic) (Moebius et al. 2015)	ODP Site 738 (Southern/Indian) (Moebius et al. 2014)
Paleodepth	2000 m	500 – 1000 m	1000-2000 m	1700 m
Setting	Open ocean (pelagic)	Hemipelagic, marginal marine	Open ocean (pelagic)	Open ocean (pelagic)
Assemblages	Unchanged faunal composition	Restructured but no extinctions	Unchanged faunal comp.	Restructured but no extinctions
MECO (warming)	Phytodetritus-exploiting taxa (seasonal/pulsed flux of organic matter)	Increasing diversity (max $\alpha = 30$) Refractory organic matter (β , <i>crenulata</i>)	Not notable changes recorded	Change from epifaunal to infaunal-dominated assemblage
MECO peak conditions	Increase in infaunal taxa (50%) BFAR and CFAR lowest accumulation rates Decline in flux of organic matter	Increase in agglutinated taxa (25%) Decrease in infaunal morphotypes (-20%) Minimum foraminiferal N/g (<100)	BFAR and PFAR increase by an order of magnitude	Brief drop of infaunal taxa, but still dominant Linked to oceanographic changes (old water mass)
Post-MECO	Rebound of phytodetritus-exploiting taxa Recovery of BFAR and CFAR, not reaching pre-MECO values	Opportunistic bi-triserial taxa Decrease in diversity ($\alpha < 20$) Deposition of organic-rich intervals ORG1 and ORG2	Deposition of high productivity intervals (HPI) 1 and 2	Recovery to epifaunal-dominated assemblage
Oxygen	No signs of hypoxia	Depletion during ORG1&2 Geochemical proxies (Mn/Al, S%)	No signs of hypoxia	Brief oxygen depletion during peak conditions (Ce/Ce fish teeth)
Productivity	Oligotrophic conditions, no evidence for changes in surface primary productivity (FFAR)	Increased, especially in post-MECO seafloor Eutrophic conditions at the Deposition of organic-rich layers	Eutrophication; HPI-1 and 2 at peak and post-MECO BFAR and PFAR rates increase)	Increased during warming Eutrophic surface water mass
Dissolution (CCD)	No signs of dissolution	Specially during MECO peak and ORG2	No signs of dissolution	No signs of dissolution
Proxies	No significant CaCO ₃ decrease Steady foraminiferal preservation	Local CCD shallowing Decrease in CaCO ₃ accumulation Increase in fragmentation index (planktic foraminifera)	High CaCO ₃ values throughout	High CaCO ₃ values throughout No changes in preservation
Fraction	63 μ m	63 μ m	125 μ m	125 μ m

Figure 2. Summary of previous benthic foraminiferal case studies of the MECO event.

Latest and new data

Torre Cardela (Rivero-Cuesta et al., 2018) is located in the western Tethys, in a near-coastal setting with an inferred paleodepth of 600-1000 m. The main characteristic of the benthic assemblages here is the dominance of infaunal taxa, especially bolivinids, which indicates high nutrient flux. The most interesting features are the two steep increases in allochthonous (reworked) taxa coupled with an increase in species with preference for low-quality (refractory) organic matter. These two episodes have been interpreted as periods of enhanced current activity, which transported shallow-water taxa together with refractory organic matter to bathyal depths. They occur at the beginning and at the end of planktonic biozone E12, which comprises the MECO event (warming and peak conditions). However, the lack of magnetostratigraphy data at Torre Cardela hinders a detailed correlation with other sites.

Assemblages at Torre Cardela suggest mesotrophic conditions across the studied interval, with high nutrient supply (interpreted as high productivity at the surface) and well-oxygenated waters. The two periods of inferred enhanced current activity, combined with high productivity, could be interpreted as a consequence of an enhanced hydrological cycle (thus increased runoff) due to warming as suggested in other locations (e.g. Alano, Site 1051, 738). There are signs of dissolution after these two events, which could suggest a rise in the lysocline as recorded at Alano, located in a nearby basin of the Tethys Ocean.

ODP Site 702 (in prep.): corresponds to a location in the southern part of the Atlantic Ocean (Orcadas Rise) that was deposited at an estimated paleodepth between 1000-2000 m. Overall, benthic assemblages represent well-oxygenated bottom waters with continuous flux of organic matter (determined by a high abundance of buliminids) and there are no evidences of CaCO₃ dissolution. During the warming period of the MECO, the relative abundance of opportunistic and small-sized species increased coupled with a decrease in diversity, which suggest a change in the amount or type of food supply. MECO peak conditions show a decrease in benthic foraminifera abundance (N/g) that could be related with higher metabolic rates due to enhanced warming. The MECO aftermath shows more diverse assemblages increases in eutrophic species as well as fluctuating abundances of opportunistic taxa. This could

suggest enhanced but pulsed/seasonal increased productivity during the recovery interval following the MECO event.

Conclusions

Benthic foraminiferal response to the MECO event

Unlike the PETM benthic foraminiferal response, there are no signs of an extinction event in the deep-sea across the MECO. Records from a number of sites and sections, studied in different ocean basins and at different latitudes support this hypothesis (Boscolo-Galazzo et al. 2013, 2015; Moebius et al. 2014, 2015; Rivero-Cuesta et al. 2018). Despite its comparable magnitude, the longer duration of MECO warming phase (ca. 500 kyr) could have been the key difference with the PETM, being slow enough to allow adaptation of the benthic fauna (Moebius et al., 2015).

However, benthic foraminiferal assemblages show different responses to MECO warming, peak conditions and recovery phase. From no notable changes (Site 1051) or small changes in the infaunal/epifaunal ratio (Site 738) to notable changes in taxa adapted to specific type and/or amount of organic matter (Sites 1263, 702 and Alano and Torre Cardela sections). These differences seem to be more related with the particular paleoceanographic setting (surface productivity, distance to the continent, water masses) of each study site, which yields information on local conditions rather than a global signal. Some of the differences between assemblages and hence interpretation could be derived from the different size fraction studied (see Fig. 2). When using larger size fractions many small taxa that are dismissed could bear important ecological information.

Productivity and oxygen

All study sites analyzed so far, with the exception of Site 1263, record increases in surface productivity at MECO peak conditions and during the aftermath of the event. To quantify and compare this increase is difficult due to the different responses of the benthic community to it. For example, at Alano

and Site 1051, enhanced eutrophic conditions led to the deposition of two organic/high productivity intervals. However, Alano records minimum of N/g benthic foraminifera as well as low oxygen conditions at MECO peak conditions while Site 1051 shows an increase in benthic foraminiferal accumulation rates (BFAR) and no signs of hypoxia during the same interval. This suggests a better ventilated setting with oxygen-rich bottom waters at Site 1051 in contrast to a more restricted, end-of-basin setting at Alano.

Changes in ocean circulation, especially deep-water masses properties, have been invoked at Site 738 to explain the oxygen depletion recorded during MECO peak conditions. The coupled increase in infaunal taxa, however, suggests also a shift to more eutrophic conditions due to increased productivity during MECO peak conditions. Higher latitudes generally yield less primary productivity than tropical sites such as Alano and Site 1051; and this might be the reason why there is no deposition of organic, high-productivity intervals at Site 738.

However, not just the amount but also the type of organic matter arriving to the sea floor seems to have changed across the MECO. Torre Cardela and Site 702 report intervals of increased opportunistic and/or food-specific taxa, suggesting changes in type and amount of food delivered to the sea floor that were not constant. This could also be explained by an intensification of the hydrological cycle under extreme greenhouse warming, as proposed by Bohaty et al. (2009). The enhanced runoff led to the arrival of nutrient-rich waters to the ocean surface and subsequently strengthened export production to the seafloor. Benthic foraminiferal data supports this hypothesis, at least in marine continental shelves and slope settings, which record episodes of intensified biological productivity

There are no changes recorded on net productivity rate neither oxygen conditions at Site 1263, which was located under a subtropical gyre and oligotrophic conditions remained throughout. The recorded decline in BFAR, linked to a decline in the organic flux to the sea floor, has been explained by enhanced metabolic rates of heterotrophs (namely benthic and planktonic foraminifera) due to warming. This mechanism has been suggested to occur in other early Eocene hyperthermals as well (Arreguín-Rodríguez and Alegret,

2016). Increased remineralization of organic matter in the water column, which occurs at higher temperatures, can also be a cause of the decline in benthic and planktonic foraminiferal rates.

Dissolution and CCD

Signs of dissolution during peak MECO conditions have been recorded at Alano and observed at Torre Cardela, both Tethyan sections. This could imply local to regional CCD shoaling (Boscolo-Galazzo et al. 2013) above 1000 m in central and western Tethys, much shallower than recorded by other Atlantic, Pacific and Southern Ocean sites (Bohaty et al. 2009). Further information needs to be gathered in order to assess the presence and extent of dissolution horizons during and/or right after the MECO in sections above 1000 m paleodepth in the Tethys Ocean.

Open ocean Atlantic (1260, 1051, 702) and Southern (738) sites below 1000 m, however, show constant high %CaCO₃ values and no changes in preservation of the foraminiferal tests throughout the MECO interval. This supports the suggestion of important CCD variability between basins and at different water depths based on differential dissolution of carbonate. The aforementioned localities lie above 2000 m paleodepth, so the suggested 500 – 1500 m CCD shoaling (Bohaty et al. 2009) does not seem to have reached 2000 m depth in large Ocean basins, while in smaller, shallower basins such as the Tethys dissolution (lower %CaCO₃) could have occurred well above that depth.

References

- Arreguín-Rodríguez, G.J., Alegret, L. (2016) Deep-sea benthic foraminiferal turnover across early Eocene hyperthermal events at Northeast Atlantic DSDP Site 550. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 451, 62–72.
- Bohaty, S.M., Zachos, J.C. (2003) Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene. *Geology*, 31, 1017–1020.
- Bohaty, S.M., Zachos, J.C., Florindo, F., Delaney, M.L. (2009) Coupled greenhouse warming and deep-sea acidification in the middle Eocene. *Paleoceanography*, 24, PA2207.
- Boscolo Galazzo, F., Giusberti, L., Luciani, V., Thomas, E. (2013) Palaeoenvironmental changes during the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO) and its aftermath:

- The benthic foraminiferal record from the Alano section (NE Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 378, 22–35.
- Boscolo Galazzo, F., Thomas, E., Giusberti, L. (2015). Benthic foraminiferal response to the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO) in the South-Eastern Atlantic (ODP Site 1263). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 417, 432–444.
- Edgar, K.M., Wilson, P.A., Sexton, P.F., Suganuma, Y., (2007) No extreme bipolar glaciation during the main Eocene calcite compensation shift. *Nature*, 448, 908–911.
- Ivany, L.C., Lohmann, K.C., Hasiuk, F., Blake, D.B., Glass, A., Aronson, R.B., Moody, R.M. (2008) Eocene climate record of a high southern latitude continental shelf: Seymour Island, Antarctica. *Geological Society of America Bulletin* 120, 659–678.
- Moebius, I., Friedrich, O., Edgar, K.M., Sexton, P.F. (2015) Episodes of intensified biological productivity in the subtropical Atlantic Ocean during the termination of the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO): Intensified Productivity During the MECO. *Paleoceanography*, 30, 1041–1058.
- Moebius, I., Friedrich, O., Scher, H.D. (2014) Changes in Southern Ocean bottom water environments associated with the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 405, 16–27.
- Rivero-Cuesta, L., Molina, E., Alegret, L. (2018) Eocene (Bartonian) benthic foraminifera and paleoenvironmental changes in the Western Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 503, 102–111.
- Spofforth, D.J.A., Agnini, C., Pälke, H., Rio, D., Fornaciari, E., Giusberti, L., Luciani, V., Lanci, L., Muttoni, G. (2010) Organic carbon burial following the middle Eocene climatic optimum in the central western Tethys. *Paleoceanography* 25, PA3210. <https://doi.org/10.1029/2009PA001738>
- Thomas, E. (2007) Cenozoic mass extinctions in the deep sea: What perturbs the largest habitat on Earth?, in: *Special Paper 424: Large Ecosystem Perturbations: Causes and Consequences*. Geological Society of America, pp. 1–23.

MOSAICO DE FACIES EN LAS ZONAS INTERNAS DE UNA RAMPA CARBONATADA SOMERA (JURÁSICO SUPERIOR, FM. HIGUERUELAS, MEZALOCHA)

Cristina Sequero López

Área de Estratigrafía, Departamento de Ciencias de la Tierra – IUCA, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza
csequero@unizar.es

Introducción y objetivos

La progresiva retirada del nivel del mar del final del Jurásico en la Cuenca Ibérica implicó la reducción de la extensión de las plataformas de tipo rampa, de modo que a partir del Kimmeridgiense superior estas quedaron abiertas solo hacia los dominios tetisianos (Fig. 1a). Las zonas más someras de esta plataforma registraron un amplio abanico de facies, con proporciones variadas de componentes esqueléticos (corales, estromatopóridos, foraminíferos, moluscos, equinodermos, entre otros) y no esqueléticos (oncoides, ooides, peloides, agregados), que están representados por las calizas masivas o estratificadas en bancos gruesos de la Fm. Higuieruelas (Fig. 1b). Esta unidad es considerada un análogo excelente, tanto por edad como tipo de facies, de determinados reservorios carbonatados de hidrocarburos (e.g. Formación Arab, en el Golfo Pérsico; Alnazghah *et al.*, 2013).

Estudios previos en plataformas carbonatadas similares (e.g., Rankey 2002; Strasser and Védrine 2009) han puesto de manifiesto la compleja distribución de las facies presentes en este tipo de ambientes, resultado de la actuación de diversos factores tanto externos como internos a la plataforma. De cara a la obtención de modelos sedimentarios más precisos que reflejen el funcionamiento de estos sistemas carbonatados, el principal objetivo de este trabajo consiste en estudiar en detalle la variabilidad de facies y su continuidad lateral en las zonas internas de una rampa carbonatada somera de finales del Kimmeridgiense, representada en los materiales de la Fm. Higuieruelas, en los afloramientos situados en las proximidades de la localidad de Mezalocha (sur de Zaragoza; Fig. 2), así como determinar qué factores han podido intervenir en la distribución de dichas facies y su evolución en el tiempo.

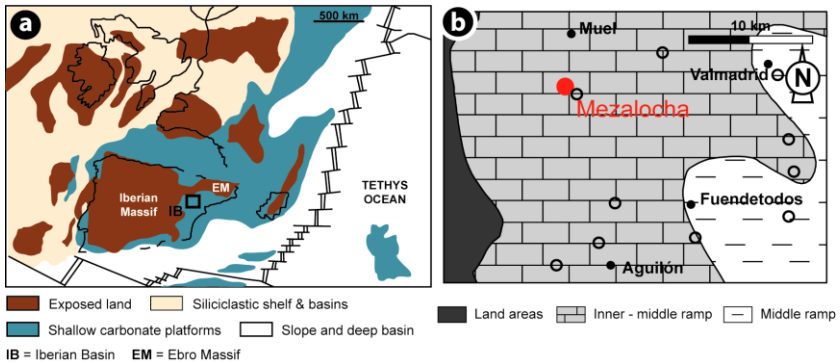


Figura 1. a) Paleogeografía del oeste de Europa durante el Kimmeridgiense superior (modificado de Dercourt et al., 1993). b) Distribución de ambientes sedimentarios durante el tránsito Kimmeridgiense – Titónico al noreste de la Cuenca Ibérica, con la localización de Mezalocha y de otros afloramientos estudiados (Ipas et al., 2004)

Metodología

Este trabajo se enfoca en un estudio en detalle de 10 – 15 metros de serie de la parte superior de la Fm. Higuieruelas en afloramientos continuos situados en el entorno de Mezalocha, abarcando una extensión de 1 x 2 km (Fig. 2). Para ello, se ha llevado a cabo un análisis de facies en base a la descripción en campo capa a capa de 14 perfiles estratigráficos (M1 a M14; Fig. 2), complementado con el estudio petrográfico en laboratorio de 438 secciones pulidas y 111 láminas delgadas. Las facies y subfacies se han diferenciado en función de la textura y proporción relativa de componentes esqueléticos y no esqueléticos.

Para poder determinar tanto las relaciones laterales y verticales de facies como su extensión lateral, se ha estudiado en campo las características y continuidad lateral de las superficies de estratificación. A partir de un determinado número de superficies netas y continuas a escala de afloramiento, se ha podido establecer el anclaje de dichos perfiles. Las relaciones laterales y verticales de las facies y subfacies obtenidas de dicha correlación, así como el estudio sedimentológico de las mismas, han constituido herramientas fundamentales para su posterior interpretación paleoambiental.

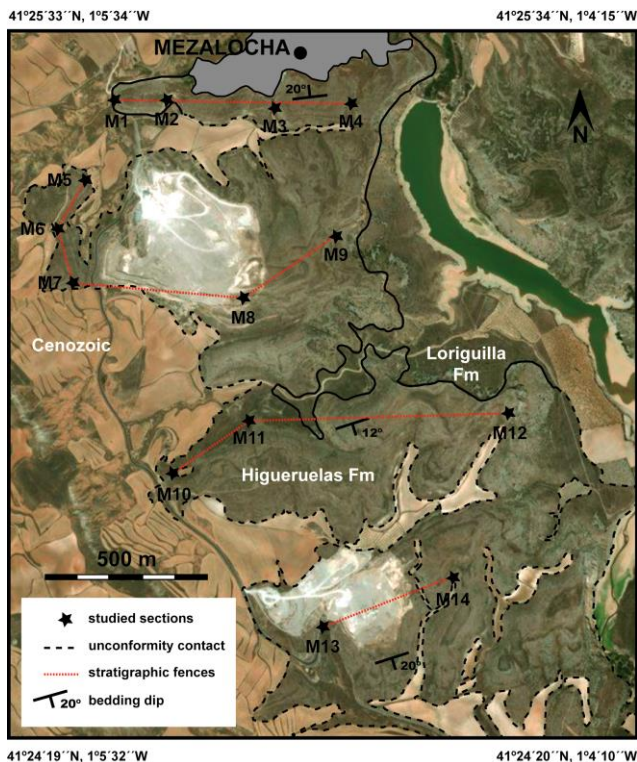


Figura 2. Localización de las secciones estudiadas (M1 a M14) en los afloramientos en torno a la localidad de Mezalocha (tomado de Sequero et al., 2018).

Resultados

Configuración estratigráfica

Las calizas de la parte superior de la Fm. Higuieruelas se disponen en estratos tabulares con un patrón de apilamiento agradable. Se han identificado 6 superficies de capa netas y continuas a escala de afloramiento, algunas de ellas ferruginizadas (superficies 1 – 6 en Fig. 3a), que han permitido diferenciar 7 unidades de depósito (A – G) con una potencia de 0,6 a 4 m, aunque con importantes variaciones laterales en algunos casos (ver unidades B, C y D en Fig.

3a). Las relaciones laterales y verticales entre las facies y subfacies en cada unidad de depósito se muestran en la Fig. 3b).

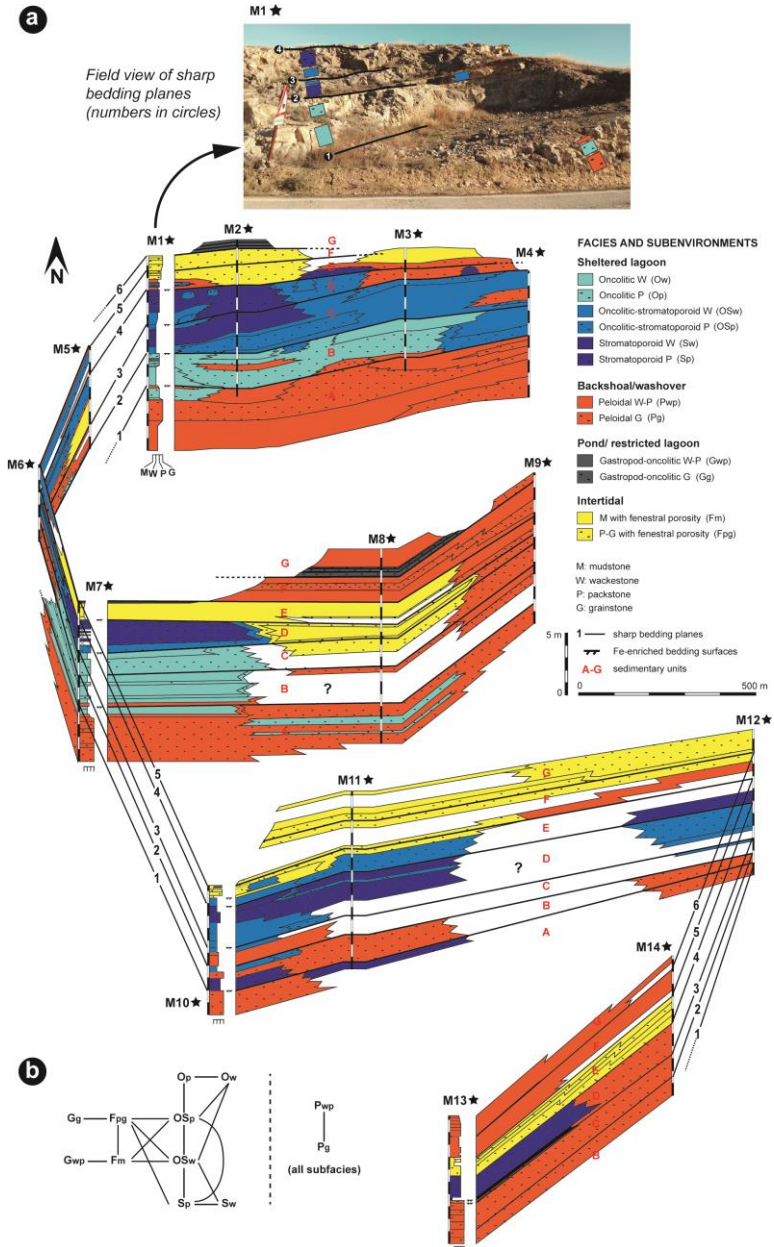
Análisis de facies

Se han diferenciado 6 facies y 12 subfacies, que registran desde ambientes submareales someros (*backsboal/washover*, *lagoon* protegido y charca/ *lagoon* restringido) a intermareales (Fig. 4).

El subambiente de *backsboal/washover* se caracteriza por facies *wackestone-packstone* y *grainstone* peloidales (Fig. 4a-c), con predominio de peloides líticos y proporciones variables de ooides micritizados (tipo 1, 1/3; Flügel 2004) y de oncoides de tipo I, II y IV (Dahanayake 1977). Representan material retrabajado del *lagoon* y de bajíos oolítico-peloidales y oncolíticos.

El subambiente de *lagoon* protegido incluye facies *wackestone* a *packstone* de oncoides, estromatopóridos y de oncoides y estromatopóridos (Fig. 4d-f). La facies oncolítica se caracteriza por el predominio de oncoides de gran tamaño tipo III y IV, con abundantes crecimientos microbiales (Fig. 4d). La facies de estromatopóridos comprende fragmentos de gran tamaño de estromatopóridos generalmente *in situ* (e.g., *Cladocoropsis mirabilis*), y en menor proporción chaetetidos y corales (Fig. 4e). La facies de mezcla de oncoides y estromatopóridos abarca fragmentos retrabajados de estromatopóridos y oncoides de diversos tamaños de tipo I, II, III y IV (Fig. 4f). La facies oncolítica representa las zonas más protegidas del *lagoon*, donde la baja energía propiciaría el crecimiento microbial. La facies de estromatopóridos abarca un rango de distribución más amplio dentro del *lagoon*, pues estos pueden tolerar condiciones más energéticas. La facies de oncoides y estromatopóridos es transicional a las dos anteriores.

Figura 3 (página siguiente). a) Distribución vertical de facies y superficies de capa en los 14 perfiles estratigráficos (M1 a M14) en los afloramientos estudiados. La correlación entre los perfiles se ha basado en el reconocimiento y continuidad lateral de 6 superficies de referencia (1 – 6, líneas negras), que delimitan a su vez 7 unidades de depósito (A – G). b) Relaciones laterales y verticales entre las facies y subfacies (tomado de Sequero et al., 2018).



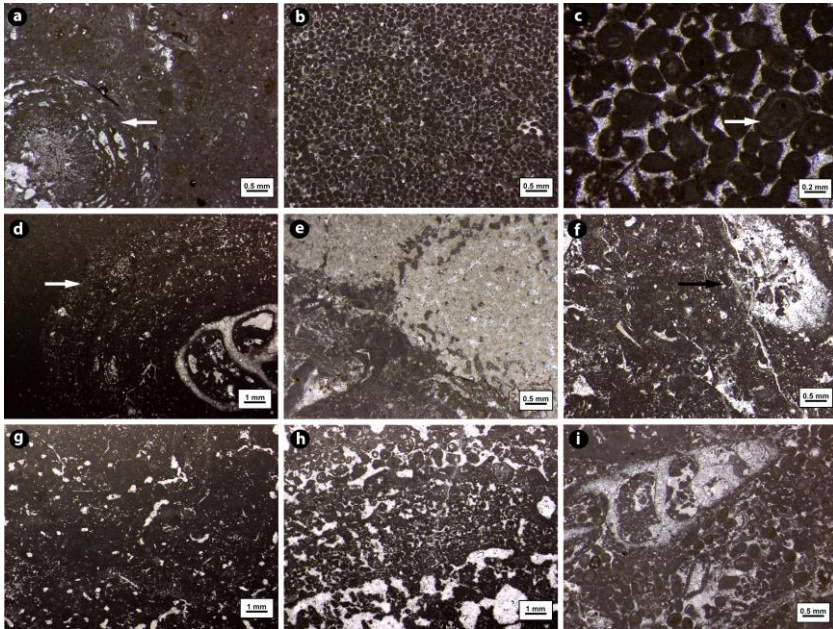


Figura 4. a-c) Subfacies wackestone-packstone (a) a grainstone (b) peloidales, con oncoides (tipo II, flecha blanca en a) y ooides micritizados (tipo 1/3, flecha blanca en c) d-f) Facies de oncoides (d, la flecha blanca señala un oncoide de tipo III), de estromatopóridos (e) y de oncoides y estromatopóridos (f, la flecha negra apunta a un oncoide tipo II cuyo núcleo es un fragmento de coral). g-h) subfacies mudstone (g) y packstone-grainstone (h) de peloides con porosidad fenestral. i) Subfacies grainstone de gasterópodos y oncoides (modificado de Sequero et al., 2018)

El subambiente intermareal se caracteriza por facies *mudstone* a *packstone-grainstone* de peloides con porosidad fenestral (Fig. 4g-h), en transición a facies *wackestone-packstone* a *grainstone* de gasterópodos y oncoides (Fig. 4i), con intercalaciones de margas, que refleja bien el desarrollo de charcas en la zona intermareal o bien un subambiente de *lagoon* restringido.

Mosaico de facies y evolución sedimentaria

El análisis detallado de las relaciones laterales y verticales de las facies y subfacies en cada una de las unidades de depósito refleja, para la zona de estudio, una distribución en mosaico de las mismas (Fig. 5a), especialmente para

las facies de estromatopóridos y de porosidad fenestral, formando parches de hasta 500 metros de extensión lateral. Se observa una evolución vertical somerizante para el intervalo de estudio (Fig. 5b): predominan facies peloidales

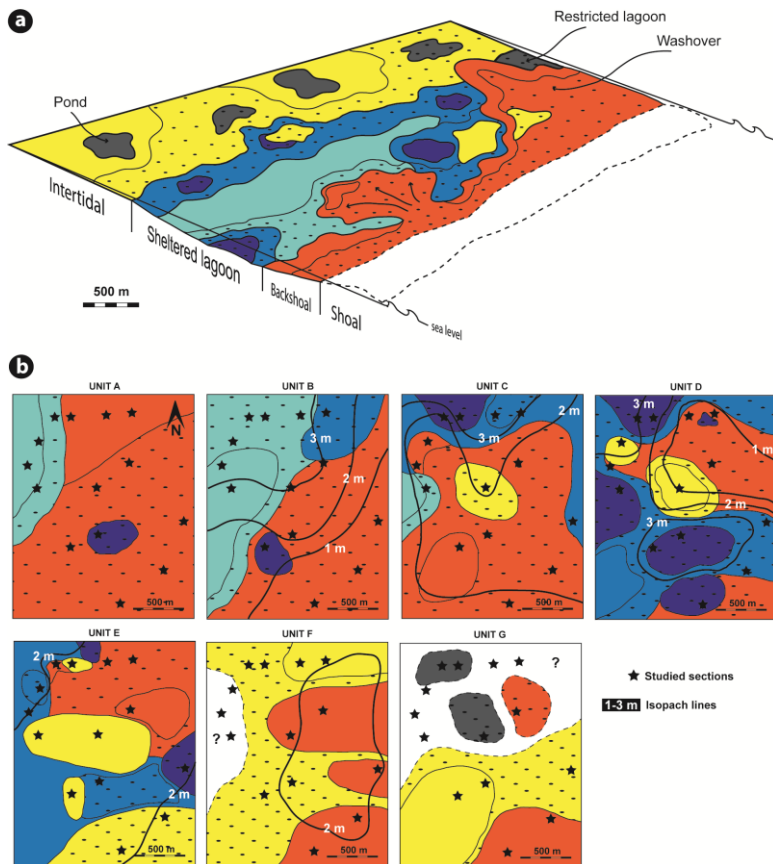


Figura 5. a) Modelo sedimentario de la distribución de facies en los dominios estudiados de la rampa carbonatada somera del Kimmeridgiense superior. b) Mapas de facies correspondientes a las 7 unidades de depósito identificadas en el intervalo de estudio. Se incluyen líneas de isopacas (1 – 3).

Leyenda de facies y subfacies en Figura 3a (tomado de Sequero et al., 2018).

y oncolíticas a la base (unidades A y B), dando paso a una extensión de los parches de estromatopóridos y de la facies de oncoides y estromatopóridos en el fondo del *lagoon* (unidades C a E), al tiempo que se reduce la facies peloidal y aparecen algunos parches de porosidad fenestral; y finalmente se genera una amplia llanura de mareas (unidades F y G), con el desarrollo de charcas o bien en transición a un *lagoon* restringido. Existe además una relación entre las variaciones de espesor que se observan en cada una de las unidades de depósito y las variaciones laterales de facies, siendo el espesor mayor en facies de *lagoon* protegido (e.g., unidades B y D) y menor en facies de *backsboal/washover* e intermareales (e.g., unidad F).

Discusión

Factores que controlan la distribución de facies en mosaico

Existen diversos factores tanto externos como internos a la plataforma que han contribuido a la distribución de facies en mosaico observada. Respecto a los factores internos, cabe destacar la presencia de los bajíos oolítico-peloidales y oncolíticos, que actuaron de barrera para el oleaje (Ipas *et al.*, 2004); la topografía deposicional, marcada por el relieve que generan los parches de estromatopóridos o los lóbulos de *washover*; y la presencia de sustratos endurecidos combinado con la generación de condiciones más energéticas en el *lagoon*, que pudieron determinar la extensión de los parches de estromatopóridos. En relación a los factores externos, destacan la baja tasa de aporte de terrígenos, propiciando la intensa actividad microbiana en el *lagoon*; y un contexto regresivo condicionado por una bajada relativa del nivel mar, lo que favoreció la expansión de la facies de estromatopóridos y la aparición de parches de porosidad fenestral.

Implicaciones del concepto de mosaico de facies en cicloestratigrafía

Las complejas relaciones laterales y verticales que muestran las facies en ambientes marinos someros pueden suponer un problema en el reconocimiento y correlación de ciclos de alta frecuencia, pues a veces dichos patrones verticales de facies son resultado de la propia dinámica interna de la plataforma. En este trabajo, si consideramos que las unidades de depósito son hipotéticos ciclos

elementales limitados por superficies netas y correlacionables a escala de afloramiento, el apilamiento vertical de facies varía notablemente según el perfil considerado (e.g., ciclos B, C o D en perfiles M5 y M9; Fig. 6). Por ello, la caracterización y correlación de ciclos de alta frecuencia en este tipo de ambientes debe ir precedido de un estudio sedimentológico detallado en afloramientos continuos.

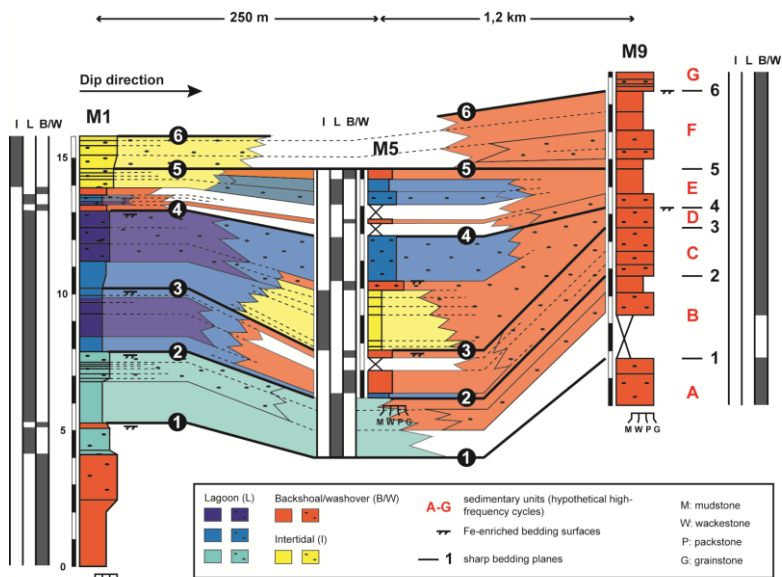


Figura 6. Correlación de los hipotéticos ciclos elementales A – G reconocidos en el transecto M1-M5-M9, y evolución vertical de los subambientes de depósito. Nótese que la evolución vertical de facies para un ciclo dado puede variar significativamente de un perfil a otro (tomado de Sequero et al., 2018).

Conclusiones

El estudio en detalle de las relaciones laterales y verticales de facies, así como su continuidad lateral, en las zonas internas de una rampa carbonatada somera de edad Kimmeridgiense superior, refleja una distribución en mosaico de las mismas. Se han descrito 6 facies y 12 subfacies, que registran desde ambientes submareales someros (*backshoal/washover*, *lagoon* protegido, *lagoon*

restringido/charcas) a intermareales. La correlación física a escala de afloramiento de seis superficies de capa netas ha permitido caracterizar siete unidades de depósito, que muestran una tendencia general somerizante para el intervalo de estudio.

La distribución en mosaico de facies obtenida es resultado de la interacción de diversos factores tanto externos como internos a la plataforma, como son la topografía deposicional, la baja tasa de aporte de terrígenos o las condiciones hidrodinámicas del medio. La compleja relación de facies derivada de dicha interacción es relevante en la caracterización y correlación de ciclos de alta frecuencia, pues el patrón de apilamiento vertical de las facies es variable y puede estar controlado fundamentalmente por factores internos a la plataforma.

Referencias

- Alnazghah, MH., Bádenas, B., Pomar, L., Aurell, M., Morsilli, M. (2013) Facies heterogeneity at interwell-scale in a carbonate ramp Upper Jurassic, NE Spain. *Mar. Pet. Geol.* 44, 140-163.
- Dahanayake, K. (1977) Classification of oncoids from Upper Jurassic carbonates of the French Jura. *Sediment. Geol.* 18, 337-353.
- Dercourt, J., Ricou, L., Vrielynck, B. (1993). Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. CCGM, Paris.
- Flügel, E. (2004) *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Springer, Berlin, p976.
- Ipas, J., Aurell, M., Bádenas, B. (2004) Ambientes sedimentarios y secuencias en la Fm. Higuieruelas (Jurásico Superior) en la Cordillera Ibérica Septentrional. *Geogaceta*, 35: 7-10.
- Rankey, EC. (2002). Spatial patterns of sediment accumulation on a Holocene carbonate tidal flat Northwest Andros Island, Bahamas. *J. Sediment. Res.* 72, 591-601.
- Sequero, C., Bádenas, B., Aurell, M. (2018) Facies mosaic in the inner areas of a shallow carbonate ramp (Upper Jurassic, Higuieruelas Fm, NE Spain). *Facies*, 64 (9).
- Strasser, A., Védrine, S. (2009) Controls on facies mosaics of carbonate platforms: a case study from the Oxfordian of the Swiss Jura. In: *Spatial Publication of the Int. Assoc. Sediment.* 41, 199-213.