



Conferencias y Seminarios del Doctorado en Geología

Curso 2018/2019

XI CICLO DE CONFERENCIAS Y SEMINARIOS

DOCTORADO EN GEOLOGÍA

CURSO 2018/2019

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 978-84-16723-71-3

Fotografía de la portada Estratificación cruzada planar en un nivel de calizas oolíticas del final del Jurásico (Titoniense inferior, Formación Cedrillas).
Fotografía tomada en las inmediaciones de Aguilar del Alframbra (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 2018-2019

<i>J. Alsemgeest:</i> <u>SISTEMAS HIDROTERMALES GENERADOS POR IMPACTOS EN BASALTOS – ANÁLOGOS DE SISTEMAS QUE PUEDEN SOSTENER VIDA EN MARTE.....</u>	<u>11</u>
<i>Antonio Aretxabala Díez:</i> <u>DESARROLLO DE LA CONSTRUCCIÓN SOBRE LAS MARGAS DE PAMPLONA. ESTUDIO DE UNA INTERACCION.....</u>	<u>23</u>
<i>Fernando Ari Ferratges Kwekel:</i> <u>DATOS PRELIMINARES SOBRE LOS CRUSTÁCEOS DECAPODOS DEL APTIENSE (CRETÁCEO INFERIOR) DE LA SUBCUENCA DE OLIETE (TERUEL-ESPAÑA).....</u>	<u>35</u>
<i>Ángel García Arnay:</i> <u>EVIDENCIAS DE UN ANTIGUO MAR EN NEPENTHES MENSAE, MARTE: DELTAS, FORMAS COSTERAS Y ANÁLOGOS TERRESTRES</u>	<u>41</u>
<i>Elisa Laita:</i> <u>MINERALOGÍA Y TEXTURA DE PALEOSUELOS LATERÍTICOS DE LA SUBCUENCA DE OLIETE(NE DE ESPAÑA)</u>	<u>47</u>
<i>Urbez Majarena Serrano</i> <u>EL MAGMATISMO PÉRMICO DEL ANTICLINAL DE MONTALBÁN Y EL EJEMPLO DE LA INTRUSIÓN DE HOZ DE LA VIEJA: IMPLICACIONES EN EL MAGMATISMO PÉRMICO DE LA CORDILLERA IBÉRICA.....</u>	<u>53</u>
<i>José María Orellana Macías:</i> <u>EFFECTOS DE LAS CONDICIONES CLIMÁTICAS E HIDROLÓGICAS EN LA FENOLOGÍA DE LA GRULLA COMÚN EN EL CASO DE LA LAGUNA DE GALLOCANTA.....</u>	<u>63</u>

Alba Peiro: ZONAS DE RELEVO DE FALLA EN LA FOSA DEL JILOCA (CORDILLERA IBÉRICA CENTRO ORIENTAL).....69

Cristina Sequero López: EVOLUCIÓN DE FACIES EN LOS DOMINIOS SOMEROS DE UNA RAMPA CARBONATADA (JURÁSICO SUPERIOR, CORDILLERA IBÉRICA).....79

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](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
Alfonso Yuste Oliete	Área de Cristalografía y Mineralogía	alfon@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 XI ACTIVIDADES DEL PROGRAMA DE DOCTORADO EN GEOLOGÍA DEL CURSO 2018-2019

Marcos Aurell Cardona, coordinador

Dirección: maurell@unizar.es

Durante el curso 2018/19 se ha desarrollado la **Undécima Edición** de las Actividades propias del **Programa de Doctorado de Geología** (PDG). Estas actividades incluyen un ciclo de conferencias y sesiones de seminarios. Siguiendo la tradición de años anteriores, en este libro publicamos los resúmenes de 16 de las exposiciones que se hicieron a lo largo de dos sesiones de seminarios, que tuvieron lugar el 18/10/18 y el 14/03/19.

En la sesión de marzo, se realizó la sesión de seminarios al modo tradicional, en las que los doctorandos exponen y debaten (durante 15 minutos) los resultados más significativos de sus respectivos trabajos de investigación. La novedad de este año ha sido la realización en octubre de una salida en el campo, en la que 6 doctorandos (uno por área de conocimiento o línea de investigación) mostraron los avances de su investigación en el campo. Visitamos diversos afloramientos por la parte central de la Cordillera Ibérica, al sur de Zaragoza y norte de Teruel. La actividad tuvo un gran éxito de asistencia y fue del agrado de todos, por lo que este curso siguiente repetiremos la experiencia.

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 18/19 consistió en siete conferencias, cuyo objetivo principal fue que los doctorandos conocieran la experiencia laboral e investigadora de doctores egresados de la Universidad de Zaragoza en los últimos 5-10 años. Las fechas, títulos y ponentes de las conferencias, se puede consultar en el cartel que reproducimos en la siguiente página:



CICLO DE CONFERENCIAS EN GEOLOGÍA (CURSO 2018/19)
"Etapa post-doctoral en Geología"

25 Octubre 2018
TANIA MOCHALES
 PLANAGEO - IGME (Doctorada en Geodinámica Interna, 2011)

8 Noviembre 2018
ARIANNA RENAU
 Univ Jaume I (Castelló) - IUPA (Doctorada en Hidrogeología, 2013)

29 Noviembre 2018
JARA PARRILLA
 Grupo Aragosaurus - IUGA (Doctorada en Paleontología, 2016)

20 Diciembre 2018
VANESSA COLÁS
 Universidad de México (Doctorada en Mineralogía, 2015)

24 Enero 2019
PATRICIA ACERO
 IES Picarral, Zaragoza (Doctorada en Geoquímica y Petrología, 2007)

21 Febrero 2019
MARIO MORELLÓN
 Universidad Cantabria (Doctorado en G.Externa/Estratigrafía, 2009)

14 Marzo 2019
SARA TOMÁS
 Universidad de Potsdam (Doctorada en Estratigrafía y Sedimentología, 2007)

Departamento de Ciencias de la Tierra
 Universidad Zaragoza

Facultad de Ciencias
 Universidad Zaragoza

* Coordinación: **Programa de Doctorado en Geología**
 * **Impartido por Doctor@s** egresados del Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza

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 conferencias organizadas por el Museo de Ciencias Naturales de la Universidad de Zaragoza los últimos miércoles de cada mes.

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, Susana y Esther*) y a los tutores y directores de las casi 40 Tesis Doctorales actualmente en marcha en el PDG.

RESÚMENES DE LAS PONENCIAS
DEL CICLO DE
SEMINARIOS 2018/2019
DOCTORADO EN GEOLOGÍA

SISTEMAS HIDROTÉRMICOS GENERADOS POR IMPACTOS EN BASALTOS – ANÁLOGOS DE SISTEMAS QUE PUEDEN SOSTENER VIDA EN MARTE

J. Alsemgeest

Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna, 12/50009 Zaragoza
793170@posta.unizar.es

Resumen

El origen y desarrollo de la vida, tanto en la Tierra como fuera de ella, es uno de los temas esenciales en la Ciencia. Si la vida temprana estaba representada por organismos termófilos, los sistemas hidrotermales podrían constituir los nichos ideales para su desarrollo. En este contexto, los minerales hidratados encontrados en cráteres de Marte sugieren que los sistemas hidrotermales generados por impactos pueden representar posibles hábitats para la vida fuera de la Tierra.

Esta investigación pretende delimitar cuantitativamente las condiciones necesarias para el desarrollo de sistemas hidrotermales generados por impactos en Marte usando las estructuras de impacto de Vargeão Dome y Vista Alegre (Brasil) como análogos. Mediante el análisis petrológico y la modelización termodinámica de los procesos de interacción agua-roca de estas estructuras se puede delimitar su evolución térmica y longevidad. Estos resultados pueden ser usados para predecir la evolución de los sistemas hidrotermales en Marte e indicar zonas en los cráteres de este planeta susceptibles de albergar vida.

1. Introducción

El origen y evolución de la vida es uno de los problemas principales en las Ciencias Naturales (Chatterjee, 2016; Harris et al., 2015). No es conocido cuál es el origen de la vida, ni si está limitada a la Tierra. Por ello, la habitabilidad planetaria se ha convertido en uno de los temas clave en la investigación, intentando responder tres preguntas: ¿Dónde y cómo podría haberse originado la vida? ¿Cómo son los sistemas en los que puede desarrollarse la vida? y, finalmente ¿cómo puede persistir la vida?

Algunas respuestas a estas preguntas se pueden encontrar en los sistemas hidrotermales (Cockell et al., 2006; Osinski et al., 2013). Los datos disponibles actualmente sugieren que las primeras fases de la vida podrían estar asociadas a organismos termófilos y, dado que los sistemas hidrotermales contienen agua, nutrientes y calor, podrían representar un punto de partida para la búsqueda de vida (Reysenbach & Cady, 2001).

Dado que Marte es el planeta más cercano, la investigación sobre la habitabilidad planetaria se ha concentrado en él (Abramov & Kring, 2005; Harris et al., 2015). Datos espectroscópicos han revelado que la superficie de Marte contiene minerales hidratados que indican que el planeta pudiera haber sido habitable en el pasado (Carr & Head, 2010; Grotzinger et al., 2014). La presencia de clorita, epidota y serpentina sugiere, además, la actuación de procesos de alteración hidrotermal asociados a la circulación de fluidos en la corteza (Ehlmann et al., 2011) o a la existencia de sistemas hidrotermales generados por impactos (Farmer, 1996; Osinski et al., 2013; Pierazzo et al., 2005), opción de especial relevancia dada la presencia de abundantes cráteres de impacto en la superficie de Marte (Tanaka et al., 2014). Para distinguir entre los dos posibles orígenes de esos minerales es esencial entender la evolución de los sistemas hidrotermales generados por impactos en Marte.

Desgraciadamente, la información actualmente asequible sobre Marte no permite investigar las estructuras de impacto al nivel necesario para entender su evolución. Por ello, en este estudio se plantea el uso de

las estructuras de impacto en Vargeão Dome y Vista Alegre (Brasil) como sistemas análogos que permitan comprender la evolución y delimitar la longevidad de los sistemas hidrotermales provocados por impactos en Marte (Abramov & Kring, 2004). Estas estructuras fueron generadas por impactos en basaltos (Crósta et al., 2010; Yokoyama et al., 2015) y, por tanto, representan los mejores análogos para sistemas en la corteza de Marte. Utilizando diferentes métodos para restringir la evolución de la temperatura en estos sistemas, se puede desarrollar un modelo de su evolución en la Tierra y adaptarlo, posteriormente, a Marte. Los resultados obtenidos permitirán sugerir posibles hábitats viables y recomendar lugares adecuados para el aterrizaje de futuras misiones al planeta.

1.1 Sistemas hidrotermales generados por impactos

Los sistemas hidrotermales generados por impacto se forman como consecuencia de la energía de un impacto meteorítico que causa deformación y calienta los fluidos presentes en la roca impactada (Osinski et al., 2013). El calor residual, combinado con una geoterma elevada y una posible capa fundida, pueden mantener un sistema de elevada temperatura (entre 100 y 1000°C) hasta varios millones de años (Abramov & Kring, 2004; Osinski et al., 2013). Sin embargo, la longevidad de estos sistemas sigue sin estar claramente establecida. Aunque existen modelos para predecir la evolución de algunos de estos sistemas en la Tierra, estos modelos no son directamente aplicables a Marte (Abramov & Kring, 2004). La única opción para desarrollar un modelo para Marte es, primero, desarrollar un modelo para la evolución del análogo más comparable y, después, adaptarlo a los parámetros específicos de ese planeta.

1.2 Cráteres en la Tierra

En la Tierra se conocen unas 190 estructuras de impacto (Earth Impact Database, 2011). La corteza de Marte está principalmente constituida por rocas con una composición basáltica (Zuber, 2001), por lo que la roca impactada análoga debería ser basáltica. Esta restricción limita los posibles análogos a cuatro estructuras: Lonar Lake (India), Logancha (Rusia), Vargeão Dome (Brasil) y Vista Alegre (Brasil) (Crósta et al., 2012, 2010; Fredriksson et al., 1973; Hagerty & Newsom, 2003). Los dos primeros no están expuestos en superficie, por lo que solamente quedan las dos estructuras en Brasil (tabla 1).

Tabla. 1 Datos principales de las dos estructuras de impacto en Brasil (Crósta et al., 2010; Yokoyama et al., 2015).

Estructura	Vargeão Dome	Vista Alegre
Coordenadas	26°49'S, 52°10'W	25°57'S, 52°41'W
	Basaltos (800-1000m) superpuestas sobre areniscas	
Edad	123 Ma	133-132 Ma
Diámetro	12 km	9.5 km
Indicaciones de	Sí	No
Alteración hidrotermal		

2 Métodos

La Metodología empelada en este trabajo incluye: 1) el muestreo y análisis petrológico de las estructuras de impacto, 2) tres tipos de modelización y 3) la comparación espectroscópica de los datos del campo en los análogos con los disponibles sobre Marte, para la posterior adecuación de los modelos obtenidos a las condiciones en dicho planeta. En la actualidad se está preparando el muestreo de las dos estructuras en Brasil y se está desarrollando un modelo termodinámico preliminar sobre los procesos hidrotermales basado en datos de la literatura.

2.1 Recopilación y análisis de datos

Para delimitar la evolución de los procesos hidrotermales es necesario tomar muestras en distintas zonas de las dos estructuras de impacto. Por esta razón, el muestreo incluirá 20-30 muestras del centro, 20-30 muestras de las partes externas y 3-6 muestras de material inalterado tomadas, al menos, a 8 km del centro de cada estructura.

Las litologías y asociaciones minerales actualmente conocidas en cada estructura son diferentes. En Vargeão Dome, la alteración hidrotermal está representada por asociaciones minerales que incluyen calcita, cuarzo, oxi-hidróxidos de hierro, zeolitas y filosilicatos (Yokoyama et al., 2015). En Vista Alegre sólo se conoce la presencia de brechas de impacto en la depresión central y basalto inalterado a unos 5 km del centro.

Las muestras se analizarán, inicialmente, mediante Microscopía Óptica para determinar las paragénesis y etapas de formación mineral, así como para seleccionar áreas de interés para los análisis más específicos con SEM y EMP. Los análisis con EMP se realizarán con el objetivo de establecer la composición exacta de minerales especialmente importantes en los procesos de alteración hidrotermal y luego incorporarla en el modelo termodinámico (ver apartado 2.2)

2.2 Modelización

Las tareas de modelización incluirán tres tipos de aproximaciones: modelización termodinámica de los procesos de interacción agua-roca, modelización del impacto y modelización de la evolución térmica tras el mismo.

En la modelización termodinámica se realizarán simulaciones de pautas de reacción con el programa geoquímico PHREEQC (Parkhurst & Appelo, 2013). La simulación plantea la disolución de la roca madre (basalto) y la subsiguiente precipitación de minerales secundarios. Dado que la composición de la solución inicial es desconocida, se realizarán simulaciones con unas 2000 aguas iniciales teóricas diferentes. Además, puesto que hay mucha variación en los datos termodinámicos de los

filosilicatos (Newman, 1987), se ha considerado necesario incluir varias bases de datos (Blanc et al., 2012; Delany & Lundeen, 1991; Giffaut et al., 2014; Palandri, 2015) de forma que, entre todas ellas, se pueda comparar un amplio rango de posibles valores termodinámicos para esos minerales. Como resultado, hay una elevada cantidad de modelos que se intentará limitar a partir de los minerales observados en la realidad. Así se obtendrá, para cada fase de la evolución del sistema, un rango limitado de posibles temperaturas y composiciones del agua, que permita restringir la evolución térmica del sistema hidrotermal.

La modelización del impacto se realizará con el software iSALE (Elbeshausen et al., 2017) que calcula la velocidad, el tamaño del meteorito y la cantidad de erosión posterior, en función del tamaño actual de la estructura del impacto y de la composición de la roca impactada. Este software ya se ha aplicado a Vargeão Dome (Vasconcelos et al., 2013) y será adaptado al sistema de Vista Alegre no sólo para dar una estimación del tamaño inicial del cráter, sino también para calcular la cantidad inicial de energía en el sistema.

Finalmente, el modelo de evolución térmica será obtenido con el software HYDROTHERM (Kipp et al., 2008). Primero se desarrollará un modelo para los dos análogos y, posteriormente, se adaptará a las condiciones de Marte (Pierazzo et al., 2005) para obtener un modelo base sobre la evolución de estas estructuras en ese planeta que permita estimar zonas en las que podrían existir hábitats para la vida.

2.3 Espectroscopia y teledetección

Para los estudios en los análogos se realizará un análisis VNIR (Visible-Near Infrared) de las muestras tomadas. No se pueden obtener datos de teledetección de los cráteres brasileños, ya que están cubiertos en gran parte por vegetación, por lo que los datos espectroscópicos de Marte se compararán con los determinados en las muestras recogidas.

En el caso de Marte, se usaran los datos de CRISM para identificar minerales primarios y secundarios en diferentes unidades dentro de cráteres seleccionados (Carter et al., 2013; Loizeau et al., 2012). Comparando el tamaño, la estructura y las asociaciones minerales, así

como las predicciones de modelos para los cráteres marcianos y terrestres, se podrán evaluar zonas con rangos de temperatura adecuados para la vida y, así, limitar posibles hábitats en los cráteres en Marte.

3 Resultados preliminares

El proyecto está en sus comienzos y los resultados se reducen a: i) la adaptación de las bases de datos a PHREEQC; y ii) al desarrollo del modelo termodinámico. El primero de ellos puede ser utilizado en otros muchos ámbitos de la Geoquímica y será enviado para su publicación.

En el modelo termodinámico ya se han definido algunas restricciones para la solución inicial y para los minerales que pueden precipitar. A partir de distintas simulaciones, variando la composición del agua inicial, se han eliminado especies que no tienen influencia (NO_3^- , PO_4^{2-} , B) y se ha limitado a nueve el número de elementos disueltos que controlan los resultados (Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Fe^{+2} , F^- , SiO_2), algo que limita el número de modelos en un factor 30.

Actualmente se puede dar un rango de concentraciones para la solución inicial, aunque sigue siendo un rango muy amplio (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**) ya que hay indicaciones de

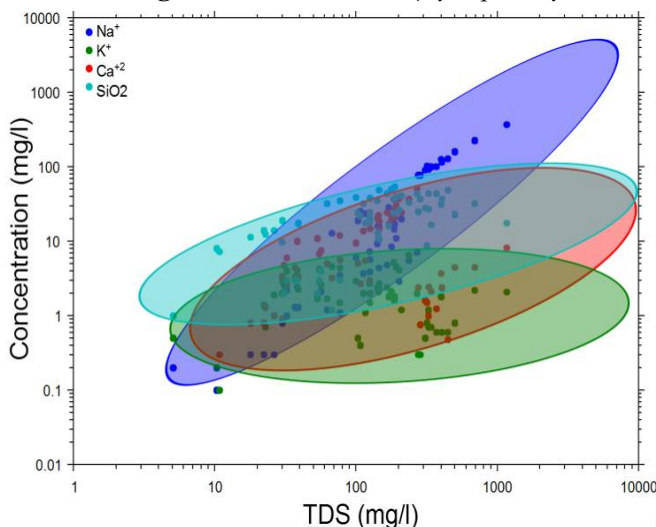


Fig. 1. Rango de concentración de algunos de los elementos disueltos frente al total de sólidos disueltos (TDS) de las aguas iniciales usadas en las simulaciones termodinámicas para la estructura de Vargeão Dome. Hay indicaciones que el agua en esa estructura fue más salina en tiempos anteriores por lo que los datos actualmente disponibles (da Silva, 1983) para el acuífero asociado al cráter han tenido que ser extrapolados hasta valores más altos.

que el acuífero de la zona estudiada fue más salino en el momento del impacto (Araújo et al., 1999). Otros parámetros que hay que considerar son el pH, el p_e y la temperatura. Eliminando las composiciones cuya simulación no reproduce los minerales observados en la realidad, se puede limitar la temperatura entre 20 y 300°C y el pH entre 6 y 10. Esperamos que se pueda restringir más el rango cuando todas las bases de datos estén incorporadas en el modelo.

A partir de los datos bibliográficos también se pueden excluir la mayoría de los gases, excepto CO_2 , en los cálculos. Actualmente, el modelo termodinámico funciona con una única base de datos e incluye aproximadamente 2000 composiciones diferentes para la solución inicial. La cantidad de modelos necesarios para comprobar la evolución con todas las bases de datos consideradas es de 250.000, un número que podría limitarse a unos 100-500 a través de la verificación de los minerales que se observan en la realidad.

4 Planificación

Por ahora, el proyecto se ha centrado en el desarrollo del modelo de pautas de reacción y en la incorporación de las nuevas bases de datos (YMP y Soltherm) en PHREEQC. Hasta el final del primer año se elaborará una descripción general de las dos estructuras, a partir de datos bibliográficos, y se refinará el modelo de pautas de reacción.

El trabajo de campo tendrá lugar en los primeros meses del segundo año. A continuación, se realizarán los análisis de las muestras y se incluirán los resultados en el modelo de pautas de reacción. En los últimos tres meses se desarrollará el modelo de impacto de Vista Alegre.

En el tercer año se elaborará el modelo de evolución térmica y se adaptará a Marte para después verificarlo con los datos espectroscópicos. A partir de ese modelo, se seleccionarán las zonas en los cráteres de Marte en los cuales se haya podido haber un hábitat para la vida. La segunda mitad del año está reservada para escribir la tesis.

Referencias

- Abramov, O., & Kring, D. A. (2004). Numerical modeling of an impact-induced hydrothermal system at the Sudbury crater. *J. Geophys. Res. E Planets*, 109(10), 1–16.
- Abramov, O., & Kring, D. A. (2005). Impact-induced hydrothermal activity on early Mars. *J. Geophys. Res.*, 110(12), 1–19.
- Araújo, L. M., França, A. B., & Potter, P. E. (1999). Hydrogeology of the Mercosul aquifer system in the Paraná and Chaco-Paraná Basins, South America, and comparison with the Navajo-Nugget aquifer system, USA. *Hydrogeol. J.*, 7(3), 317–336.
- Blanc, P., Lassin, A., Piantone, P., et al. (2012). Thermoddem: A geochemical database focused on low temperature water/rock interactions and waste materials. *Appl. Geochemistry*, 27(10), 2107–2116.
- Carr, M. H., & Head, J. W. (2010). Geologic history of Mars. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 294(3–4), 185–203.
- Carter, J., Poulet, F., Bibring, J. P., et al. (2013). Hydrous minerals on Mars as seen by the CRISM and OMEGA imaging spectrometers: Updated global view. *J. Geophys. Res. Planets*, 118(4), 831–858.
- Chatterjee, S. (2016). A symbiotic view of the origin of life at hydrothermal impact crater-lakes. *Phys. Chem. Chem. Phys.*, 18(30), 20033–20046.
- Cockell, C. S., Koeberl, C., & Gilmour, I. (2006). *Biological processes associated with impact events*. (C. S. Cockell, I. Gilmour, & C. Koeberl, Eds.) *Impact Studies*. Springer Science & Business Media.
- Crósta, A. P., Koeberl, C., et al. (2010). The first description and confirmation of the Vista Alegre impact structure in the Paraná flood basalts of southern Brazil. *Meteorit. Planet. Sci.*, 45(2), 181–194.
- Crósta, A. P., Kazzuo-Vieira, C., Pittarello, L., et al. (2012). Geology and impact features of Vargeão Dome, southern Brazil. *Meteorit. Planet. Sci.*, 47(1), 51–71.
- da Silva, R. B. G. (1983). Estudo Hidroquímico e Isotópico das águas subterrâneas do aquífero botucatu no estado de sao paulo.

- Delany, J. M., & Lundeen, S. R. (1991). *The LLNL thermochemical data base -- revised data and file format for the EQ3/6 package*.
- Earth Impact Database. (2011). Earth Impact Database. Retrieved January 5, 2017, from <http://www.passc.net/EarthImpactDatabase/>
- Ehlmann, B. L., Mustard, J. F., Murchie, S. L., et al. (2011). Subsurface water and clay mineral formation during the early history of Mars. *Nature*, 479, 53–60.
- Elbeshhausen, D., Collins, G. S., Wünnemann, K., et al. (2017). iSALE. Retrieved from <http://www.isale-code.de/redmine>
- Farmer, J. D. (1996). Hydrothermal systems on Mars: an assessment of present evidence. *Evol. Hydrothermal Ecosyst. Earth (and Mars?)*, 273–299.
- Fredriksson, K., Dube, a, Milton, D. J., et al. (1973). Lomar lake, India: an impact crater in basalt. *Science*, 180(4088), 862–864.
- Giffaut, E., Grivé, M., Blanc, P., et al. (2014). Andra thermodynamic database for performance assessment: ThermoChimie. *Appl. Geochemistry*, 49, 225–236.
- Grotzinger, J. P., Sumner, D. Y., Kah, L. C., et al. (2014). A Habitable Fluvio-Lacustrine Environment at Yellowknife Bay, Gale Crater, Mars. *Science* (80-.), 343(1242777).
- Hagerty, J. J., & Newsom, H. E. (2003). Hydrothermal activity at the Lomar Lake impact structure; implications for impact cratering on Mars. *Meteorics Planet. Sci.*, 38(3), 365–381.
- Harris, J. K., Cousins, C. R., Gunn, M., et al. (2015). Remote detection of past habitability at Mars-analogue hydrothermal alteration terrains using an ExoMars Panoramic Camera emulator. *Icarus*, 252, 284–300.
- Kipp, K. L., Hsieh, P. a., & Charlton, S. R. (2008). Guide to the Revised Ground-Water Flow and Heat Transport Simulator: HYDROTHERM — Version 3. *U.S. Geol. Surv.*, (Techniques and Methods 6-A25), 160.
- Loizeau, D., Carter, J., Bouley, S., et al. (2012). Characterization of hydrated silicate-bearing outcrops in Tyrrhena Terra, Mars: Implications for the alteration history of Mars. *Icarus*, 219(1), 476–497.
- Newman, A. C. D. (1987). *Chemistry of clays and clay minerals*. (A. C. D. Newman, Ed.). Wiley

- Osinski, G. R., Tornabene, L. L., Banerjee, N. R., et al. (2013). Impact-generated hydrothermal systems on Earth and Mars. *Icarus*, 224(2), 347–363.
- Palandri, J. (2015). SOLTHERM Thermodynamic Database for Geochemical Modeling. Geothermal Data Repository.
- 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. *U.S. Geol. Surv. Tech. Methods, B. 6, Chapter A43*, 497p.
- Pierazzo, E., Artemieva, N. a., & Ivanov, B. a. (2005). Starting Conditions for Hydrothermal Systems Underneath Martian Craters: Hydrocode Modeling. *Large Meteor. Impacts III Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 384(303), 443–457.
- Reysenbach, A. L., & Cady, S. L. (2001). Microbiology of ancient and modern hydrothermal systems. *Trends Microbiol.*, 9(2), 79–86.
- Tanaka, K. L., Skinner, J. a., Dohm, J. M., et al. (2014). Geologic Map of Mars. *U.S. Geol. Surv. Geol. Investig. Map* 392.
- Vasconcelos, M. A. R., Wünnemann, K., Reimold, W. U., et al. (2013). Numerical Modelling of the Vargeão Impact Structure, Southern Brazil. In *Large Meteorite Impacts and Planet. Evolution V*. Sudbury, Canada.
- Yokoyama, E., Nédélec, A., Baratoux, D., et al. (2015). Hydrothermal alteration in basalts from Vargeão impact structure, south Brazil, and implications for recognition of impact-induced hydrothermalism on Mars. *Icarus*, 252, 347–365.
- Zuber, M. T. (2001). The crust and mantle of Mars. *Nature*, 412(6843), 220–227.

DESARROLLO DE LA CONSTRUCCIÓN SOBRE LAS MARGAS DE PAMPLONA. ESTUDIO DE UNA INTERACCIÓN

Antonio Aretxabala Díez

Plaza Dr. Ortiz de Landázuri n°3-6 izquierda. Pamplona, 31012 Navarra

aaretx@gmail.com

Resumen

En este trabajo se estudian los factores históricos, mineralógicos, geomecánicos, tecnológicos y medioambientales que han determinado la interacción constructiva en edificación, obra pública e ingeniería civil sobre la formación eocena (Bartoniense) conocida como Margas de Pamplona.

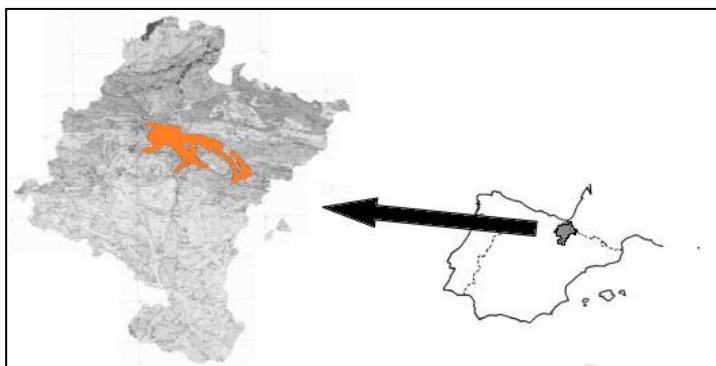


Figura 1. Localización geográfica de las Margas en la cuenca de Pamplona.

1 Historia, arquitectura, urbanismo y geotecnia

El núcleo originario de la ciudad denominada Iruña se dispuso a partir de la denominada Navarrería, una agrupación de edificios e infraestructuras más o menos ordenadas que crecieron sobre la ciudad romana, la cual se había desarrollado sobre una población indígena. En la Edad Media se constituyó como eje de una calle mayor (actual calle Curia) con un centro marcado por la catedral.

La mayor parte de la historia constructiva de Pamplona consiste en que una población básicamente labradora cimenta sus edificios en terrenos de titularidad episcopal.

Los nuevos habitantes amoldaron su hábitat a una geomorfología determinante para el trazado urbanístico. Con la aparición de los burgos frecuentemente en contienda, también se desarrollaron tanto normas como técnicas que influyeron en la cimentación de edificios de viviendas, religiosos, militares o murallas estratégicas..

Hoy, cerca de 350.000 personas viven sobre las Margas de Pamplona, solamente en el área metropolitana de Pamplona. Estos materiales tienen una particular problemática que se manifiesta en patologías geotécnicas, geomecánicas, dinámicas, evolutivas..., en edificaciones, grandes infraestructuras, urbanizaciones y obras lineales.

2 Las margas de Pamplona, rocas evolutivas a toda escala

Las denominadas margas de Pamplona pueden definirse como roca "problemática" (Alonso et al., 2010) por los cambios extremos de comportamiento ante variaciones estacionales a lo que habría que añadir una doble cara ante algunos ensayos geotécnicos (Aretxabala, 1998).

Este tipo de rocas se denominan “rocas evolutivas (E)”, conformando tres subgrupos que tienen una casilla especial en su cuadro de clasificación tecnológica (SETRA y LCPC 1976). Para materiales E₁, se dan unas recomendaciones concretas para diferentes usos de cimentación, terraplenados o ataluzados, mientras que para E₂ y E₃ se indica simplemente que están en estudio, lo cual refleja las dificultades que presenta hacer unas recomendaciones adecuadas a su utilización.

En la formación de Pamplona se distinguen tres niveles principales: un nivel inferior margoso, un nivel intermedio, de margas intercalado con capas de arenisca, y uno superior también margoso.

El estrato inferior ocupa la mayor parte de la formación y se compone de margas grises azuladas masivas que son propensas a la meteorización si se encuentran a la intemperie, al igual que el tramo superior y en menor medida el intermedio.

En contacto con la atmósfera se descomponen fácilmente en fragmentos de tamaño centimétrico en pocos días; y en semanas o meses se convierte en un material arcilloso de colores variables.

Las margas de Pamplona pueden ser estudiadas a cuatro escalas: 1-mineralógica, 2-laboratorio, 3-parcela in situ y 4-regional

2.1 Escala mineralógica

Los análisis químicos y de difracción por Rayos X de este material proporcionan una composición mineralógica de 51% de calcita, 20% de illita, 15% de cuarzo, 5% de caolinita, 5% de attapulgita y 4% de ankerita (Seco et al., 2010, fig. 3).

En superficie, hasta unos 2 m de profundidad, la calcita puede caer a valores de alrededor del 10%. Además (ver por ejemplo SETRA y LCPC 1976) suelen oxidarse dando lugar a un depósito arcilloso marrón de varios centímetros a unos pocos metros; suelen mezclarse con materiales coluviales y también con los de terraza.

La presencia o ausencia de agua es clave para comprender el comportamiento más plástico o más elástico del conjunto, así como la generación de tensiones en su interior que provoca su degradado progresivo hasta la completa transformación en un suelo arcilloso vulnerable a cambios de humedad y de volumen estacionales.

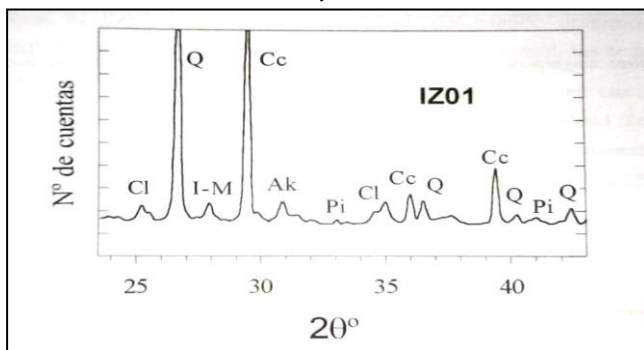


Figura 2. Difractograma representativo para las margas eocenas de Pamplona. Ak: ankerita, Cc: calcita, Cl: clorita, I-M: illita-moscovita, Py: pirita, Q: cuarzo (Larrasoña 2000).

2.1.1 Implicación de los minerales arcillosos

La función que desempeña cada uno de los minerales aparece en la cuarta columna de la tabla I.

Tabla I

Composición de las margas	Compuesto	Presencia relativa	Importancia tecnológica	Observaciones Importantes
Carbonatos	Calcita	Alta 30-60%	Muy alta	Constituye el cemento natural
Minerales arcill.	Illitas, cloritas, caolinitas	Media 20-40%	Alta	Admiten moléculas de agua en su composición

La fracción arcillosa es fundamental a la hora de comprender la degradación de las margas. Pequeñas variaciones de humedad (como las que se producen en la extracción o en el riego) producen unos cambios que se traducen en:

1- Si el cambio es hacia el lado seco, el proceso se manifiesta por una pérdida de cohesión y un agrietamiento inmediato con desmoronamiento, disgregación y la propensión a recuperar la humedad; se trata de un fenómeno irreversible.

2- Si el cambio es del lado húmedo, se traduce en un aumento de volumen. El resultado, el mismo, pero esta vez no se forma polvo, lo que tenemos es un lodazal preparado para perder parte del agua sobrante ya que muchas partículas han quedado otra vez en forma coloidal.

Conseguir condiciones ideales de humedad para la manipulación geotécnica o tecnológica y trabajo con las margas de Pamplona extraídas en excavaciones o puestas en obra con las humedades ideales es una casualidad.

En esta tesis se intentarán articular algunas recomendaciones para mejores resultados tecnológicos y de uso, tanto en extracción como compactación y durabilidad.

2.1.2 El cemento calcáreo y la pérdida de cohesión

El cemento natural calcáreo, presente en un 30-60% (ver tabla I), constituye con la matriz arcillosa el elemento de cohesión que en estado natural brinda un carácter elástico a las margas. Es el responsable más directo de la resistencia a la compresión. Ello le confiere unas cualidades notables como terreno de apoyo directo de cimentaciones. Además, dado que no se trata de una roca dura, los medios de excavación pueden ser mecánicos convencionales la mayor parte de las veces. Los procesos anteriormente descritos dejan el acceso del agua atmosférica con CO_2 disuelto que penetra en la estructura de la roca produciéndose el proceso de solubilización por formación de bicarbonatos a partir del cemento carbonatado.

2.2 Escala de laboratorio

Las Margas del Pamplona suelen presentar porcentajes de finos (0,008 mm) cercanos al 90%. Son arcillas y a veces limos de baja o media plasticidad (CL, ML). En contadas ocasiones se presentan como arcillas o limos de alta plasticidad CH o MH; los límites líquidos (LL) pueden variar entre 25 y 55 (figura 4), densidad de las partículas sólidas de 2,60 a 2,77 g/cm³ y humedades naturales desde menos del 1 a más del 25% con un peso específico aparente de entre 1,60 a 2,60 g/cm³.

Sus resistencias mecánicas están ligadas al grado de meteorización y pueden ir desde casi nulas hasta resistencias a compresión cercanas a los 500 kp/cm² (50 MPa).

Con valores del índice de hinchamiento (I.H.) en aparato Lambe (UNE-EN 103.600/96) por encima de 0,050 MPa se pueden derivar patologías por fatiga en estructuras ligeras cimentadas de manera superficial. Hemos detectado valores en ocasiones por encima de 0,100 MPa (fig. 3).

Si observamos la relación entre el límite líquido (LL) y el índice de hinchamiento en Aparato Lambe (I.H.), podemos deducir que las Margas de Pamplona tienen un comportamiento similar al de otras formaciones margosas o lutíticas (ver figura 4).

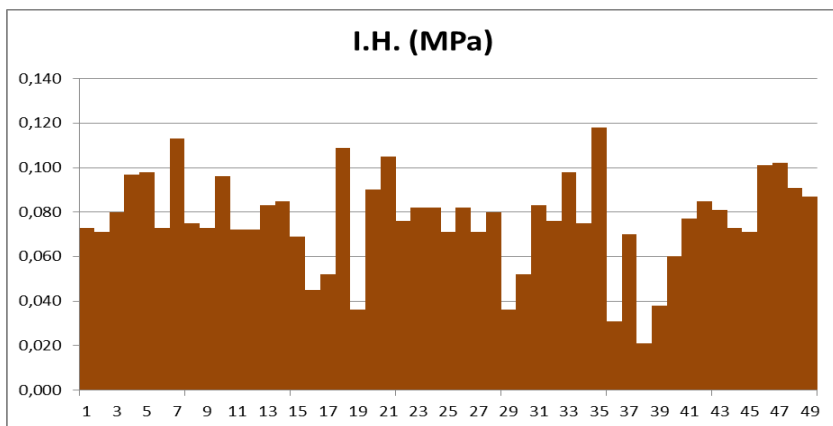


Figura 3. Valores del índice de hinchamiento en aparato Lambe de 49 muestras tomadas en diferentes lugares y profundidades de las margas de Pamplona.

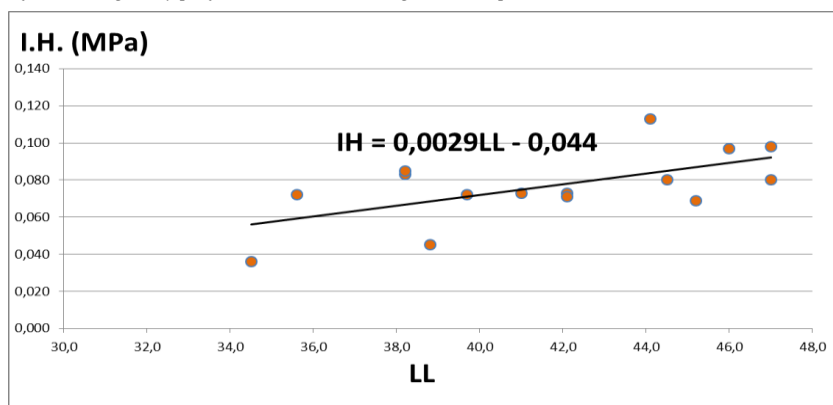


Figura 4. Valores del límite líquido (LL) y del índice de hinchamiento (I.H.) en aparato Lambe de 16 muestras tomadas en diferentes lugares y profundidades de las margas de Pamplona.

2.3 Parcela in situ

El suelo generado por la meteorización de las margas de Pamplona puede definirse según su consistencia como intermedio-duro (NTE-CTE). Se puede definir también como suelo estable a rígido (Hoek & Bray, 1981).

Según avanzamos en profundidad los terrenos pasan a margas fracturadas y finalmente a la formación sana masiva con frecuentes capas intermedias de areniscas con cemento calcáreo. La estructura de estos depósitos muestra buzamientos subhorizontales, aunque pueden alcanzar localmente inclinaciones cercanas a los 45° . En general, la profundidad del frente de intemperie varía mucho de unas zonas a otras de la cuenca. Este incremento de la densidad con la profundidad se manifiesta también en la resistencia mecánica (figuras 5 y 6).

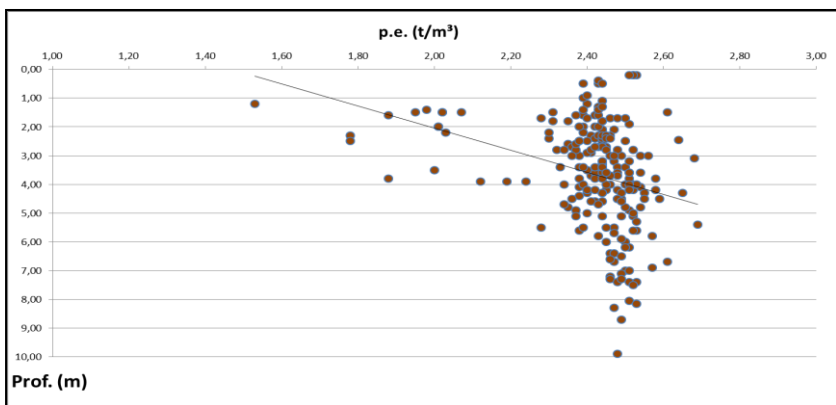


Figura 5. Valores del peso específico (p.e. en t/m^3) de 223 muestras tomadas en diferentes lugares y profundidades de las margas de Pamplona. Obsérvese la regularidad que se puede observar a partir de los 4 m de profundidad.

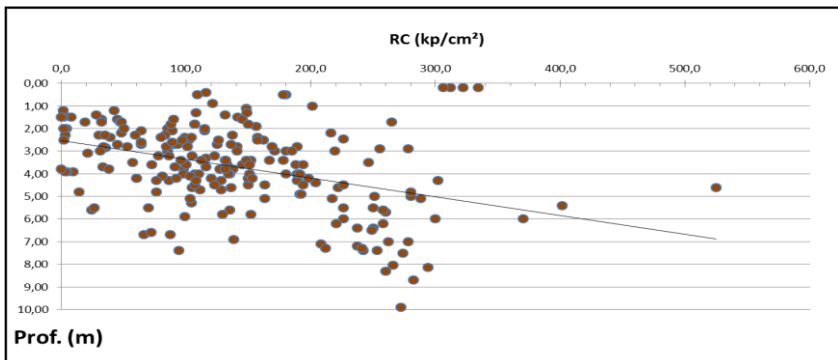


Figura 6. Variación de la resistencia a la compresión de 218 muestras de margas de Pamplona.

2.4 Escala regional

Mucho más dilatado en el tiempo podrían detectarse comportamientos evolutivos a esta escala regional. Los fenómenos de cambios importantes en la mecánica general responderían fundamentalmente a esfuerzos de origen tectónico, pero también climático, relacionados con notables cambios en las precipitaciones. El seguimiento de intervalos de precipitaciones copiosos o sequías prolongadas, cotejado con un cierto tipo de sismicidad, sugiere que también a escala regional los materiales podrían manifestar reajustes tensionales.

Los parámetros geomecánicos como la resistencia a compresión o el peso específico no parecen mostrar variaciones destacables dependiendo de la localización geográfica considerada. Es decir, la cercanía o lejanía a accidentes tectónicos no influyen en el comportamiento geotécnico (figura 7).

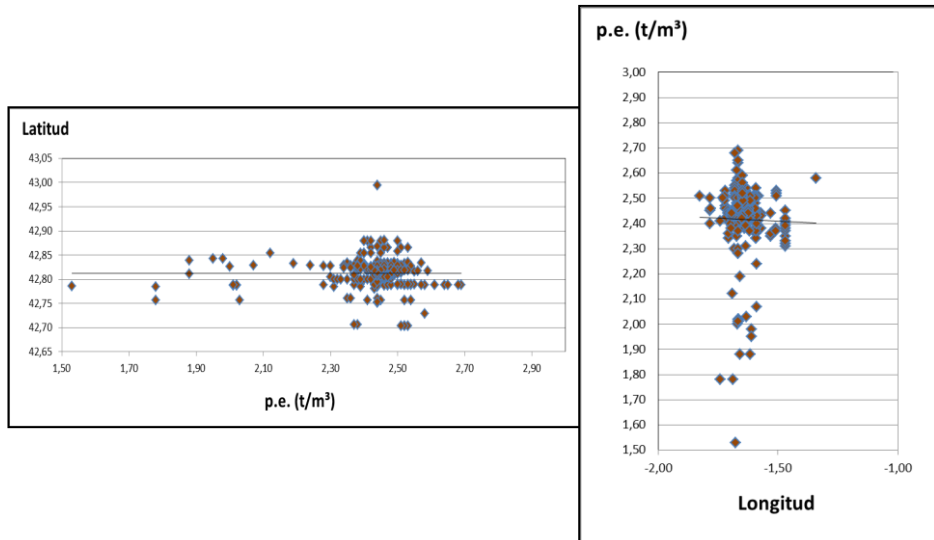


Figura 7. Variación prácticamente nula del valor del peso específico de las margas de Pamplona según su situación geográfica.

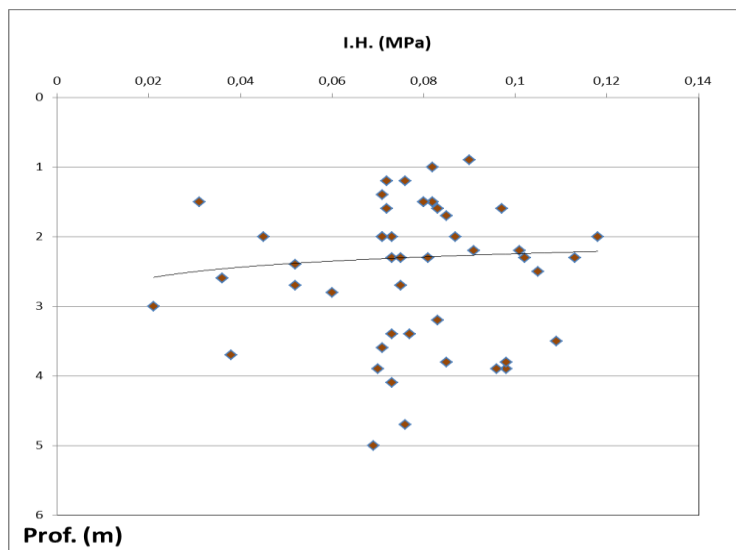


Figura 8. Variación del índice de hinchamiento (I.H.) en función de la profundidad de 49 muestras en diferentes lugares de la cuenca de Pamplona.

A escala regional y con respecto al tiempo, la cuenca de Pamplona parece estar afectada no solamente por movimientos superficiales derivados de las condiciones de humedad ambiental, en las capas más profundas podría estar sucediendo otro tipo de reajustes para adecuarse a las fuertes variaciones de humedad. Un seguimiento de las precipitaciones desde el año hidrológico 1990-1991 hasta el 2017-2018 cotejado con la ocurrencia de sismos con magnitud mbLg del catálogo del IGN mayor de 3 ($M > 3$), sugiere que a esta mayor escala también podría haber una cierta relación entre los cambios notables de humedad a nivel regional y el reajuste de los contactos entre las formaciones rocosas, tanto en zonas marginales de la cuenca como en el interior de la misma. Hemos detectado cuatro periodos de sismicidad destacable con las características comentadas y con enjambres sísmicos precedidos de años de sequía prolongada o lluvias que marcaron récords (figura 9). Es de destacar que P2 se da en uno de los años más secos de la serie.

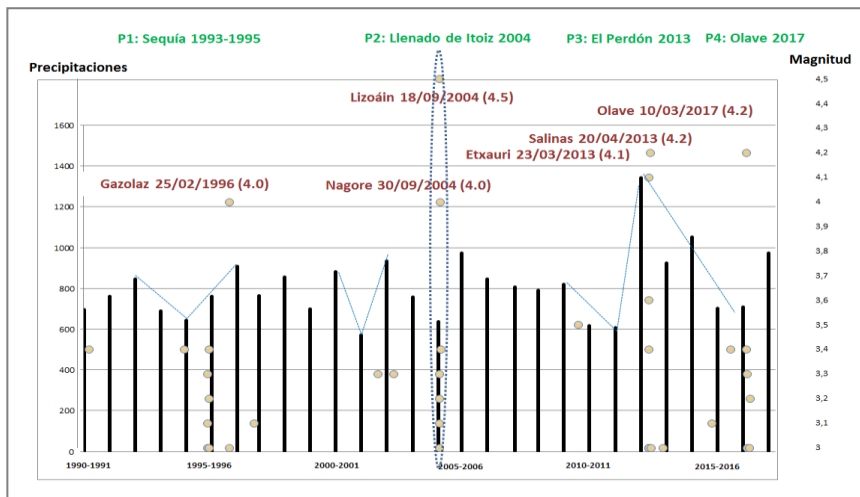


Figura 9. Los cuatro periodos (P1: Sequía 1993-1995, P2: Llenado de Itoiz 2004, P3: El Perdón 2013 y P4: Olave 2017) de variación notable de precipitaciones en la cuenca de Pamplona, medidos en la estación de medición de Pamplona (Gobierno de Navarra) y la ocurrencia de enjambres sísmicos posteriores.

3 Conclusiones

El comportamiento geotécnico de las margas de Pamplona considerado desde su dimensión mineralógica hasta la escala regional, pasando por la escala de laboratorio y la de la parcela urbana, muestra una serie de características comunes. La más importante es el carácter evolutivo de la composición mineralógica y por lo tanto de las propiedades mecánicas. El factor que impulsa dicha evolución es fundamentalmente el contacto con la atmósfera puesto que estamos tratando con unas rocas meteorizables. Podemos detectar que los cambios de humedad afectan a la composición mineralógica, muestran cambios en la mecánica a nivel de muestra de laboratorio de mecánica de suelos y rocas y se manifiestan en las parcelas y urbanizaciones. Es muy probable que a escala regional también los cambios de humedad deriven en reajustes tensionales.

Referencias

- Alatorre L.C. (2009). Identification of eroded areas using remote sensing in a badlands landscape on marls in the central Spanish Pyrenees.
- Del Valle Lersundi J. (2015). La Hoja de Pamplona. Evolución de su conocimiento geológico.
- Alonso E. E., Pineda J. A., R. Cardoso R. (2010). Degradation of marls; two case studies from the Iberian Peninsula.
- Seco A., Ramírez F., Miqueleiz L., García B., Prieto E., (2011). El uso de aditivos no convencionales en la estabilización de margas.
- Barnolas A., Gil-Peña I., (2001). Ejemplos de relleno sedimentario multiepisódico en una cuenca de antepaís fragmentada: La Cuenca Surpirenaica.
- Gobierno de Navarra (2000). Cartografía geológica de Navarra escala 1:25.000 Hoja 174-II Lumbier. Memoria.
- Gobierno de Navarra (2000). Cartografía geológica de Navarra escala 1:25.000 Hoja 141-II Pamplona. Memoria.
- Gobierno de Navarra (2002). Mapa Geotécnico del Área de Pamplona. Memoria 2002.
- Pujalte V. Book (1994). Late Cretaceous Middle Eocene Sequence Stratigraphy and Biostratigraphy of the SW and W Pyrenees (Pamplona and Basque Basins): A Field Seminar of the Groupe de Etude du Paleogene.
- Larrasoña J. C. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza año 2000. Estudio magnetotectónico de la zona de transición entre el Pirineo Central y Occidental. Implicaciones estructurales y geodinámicas.
- Oliva-Urcia B., Pueyo E.L., Larrasoña J.C. (2008). Magnetic reorientation induced by pressure solution: a potential mechanism for orogenic-scale remagnetizations. *Earth and Planetary Science Letters*, 265, 525-534.

DATOS PRELIMINARES SOBRE LOS CRUSTÁCEOS DECAPODOS DEL APTIENSE (CRETÁCEO INFERIOR) DE LA SUBCUENCA DE OLIETE (TERUEL, ESPAÑA)

Fernando Ari Ferratges Kwekel

Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, E-50009
Zaragoza, España.

Ferratges@unizar.es

Resumen

En este trabajo se aportan datos preliminares sobre los decápodos fósiles de la Formación Forcall (Cretácico Inferior, Aptiense) de la Subcuenca de Oliete (Cuenca del Maestrazgo). Se han recogido ejemplares de las localidades de Josa y Obón (Teruel) en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica, NE de España. El taxón *Atherfieldastacus magnus* (M'Coy, 1849) es, con mucho, la especie más común en varios niveles estratigráficos. El resto de especies de decápodos incluyen Astacidae indet., *Oncopareia* sp., *Pleuronassa* sp., Diogenidae indet., *Meyeria ornata* (Phillips, 1829) y *Mithracites vectensis* Gould, 1859. Las observaciones tafonómicas sugieren que todos los taxones vivían en el área circundante y fueron sepultados por eventos de sedimentación repentinos que acumularon sedimentos y bioclastos en un entorno marino relativamente somero.

Palabras clave: Crustáceos decápodos, Cretácico Inferior, paleobiogeografía, paleoecología, España.

Introducción

Los crustáceos decápodos del Cretácico de España son conocidos desde el siglo XIX cuando Vilanova (1863) informó sobre la especie *Oncopareia granulosa* Vilanova, 1870 (actualmente en sinonimia con *Atherfieldastacus magnus* (M'Coy, 1849), del Cretácico inferior de la Subcuenca de Oliete. Desde entonces, la mayoría de los artículos sobre

los crustáceos mesozoicos de España se han centrado en la descripción de nuevos taxones o taxones citados por primera vez en la península (por ejemplo, Via, 1951; González-León *et al.*, 2014), pero se ha prestado poca atención a la descripción de conjuntos completos, abundancia de diferentes taxones y otros aspectos paleoecológicos (con la excepción de Klompmaker, 2013; Lopez-Horgue y Bodego, 2017).

Los crustáceos decápodos de la subcuenca Aptiense de Oliete han sido poco estudiados. Via (1951) describió la especie *Atherfieldastacus magnus*, que es el taxón más abundante, del yacimiento clásico de la Tejería de Josa. Más recientemente, González-León *et al.* (2016) citaron por primera vez la especie *Mithracites vectensis* a partir de un solo ejemplar.

El objetivo de este trabajo es presentar nuevas localidades que proporcionen nuevo material de crustáceos decápodos recolectados en Josa y Obón (Teruel). Una revisión de los ammonites recolectados en los mismos niveles permite un buen control bioestratigráfico del material estudiado. Algunos aspectos paleoecológicos y tafonómicos serán discutidos en base a diferentes ocurrencias y su estado de conservación.

Situación geológica

Los afloramientos estudiados se encuentran en la parte norte de la provincia de Teruel, en los alrededores de las poblaciones de Josa y Obón. Geológicamente, el material estudiado forma parte de la Subcuenca de Oliete, que es una de las siete subcuencas de la Cuenca del Maestrazgo (Salas y Guimerà, 1996), ubicada en la parte oriental de la Cordillera Ibérica. Esta subcuenca se ubica en el noroeste de la cuenca del Maestrazgo, en la rama aragonesa del sector central de la Cordillera Ibérica, junto a la unión de la Cordillera Costera-Catalana.

Los fósiles de Aptiense se encuentran en la Formación Forcall que comprende 34 metros de espesor y que consta de tres parasecuencias. Cada parasecuencia consiste en una unidad margosa inferior con arcillas fosilíferas y una unidad superior menos potente formada por calizas bioclásticas, que indican ciclos de somerización.

Los ammonites asociados a estos niveles se han utilizado para el

control bioestratigráfico de los intervalos estudiados. Moreno *et al.* (2007) sugirieron que estos niveles pertenecen a la parte media y superior de la biozona de *Deshayesites forbesi*, horizonte de *Roloboceras hambrovi*, que corresponde al Aptiense inferior. Esta edad corresponde a un episodio transgresivo en relación con la superficie máxima de inundación de la cuenca (Moreno-Bedmar *et al.*, 2012).

Grupos recogidos

De los 257 especímenes recolectados, ciento sesenta y dos ejemplares pertenecen a *Atherfieldastacus magnus* (M'Coy, 1849) (Fig. 1A), tres restos a *Meyeria ornata* (Phillips, 1829) (Fig. 1E), dos a Astacidae indet. (Fig. 1H), y un espécimen probablemente pertenece a *Oncopareia* sp. (Fig. 1D). También hay sesenta y ocho especímenes de Callianassidae indet. que probablemente pertenezcan al género *Pleuronassa* (Fig. 1F-G). Finalmente, hay 19 especímenes del cangrejo braquiuro *Mithracites vectensis* Gould, 1859, (Fig. 1B) y 11 quelas que pertenecen a un pagúrido, probablemente de la familia Diogenidae (Fig. 1C).

Hay dos tipos diferentes de preservación. Los especímenes de una localidad muestran una baja diversidad con solo *A. magnus* conservados dentro de concreciones calcáreas intercaladas en niveles margosos. Los especímenes identificados como pagúridos (Diogenidae?) han sido recolectados como elementos aislados junto a grandes acumulaciones de gasterópodos, bivalvos y otros moluscos. La mayor diversificación se encuentra dentro de los niveles margosos, donde los especímenes presentan cierto grado de compresión lateral pero muestran detalles anatómicos delicados.

La fauna asociada se compone principalmente de gasterópodos, bivalvos, cefalópodos, equinodermos y vertebrados (principalmente peces), que indican condiciones marinas estenohalinas. El sedimento no consolidado fue blando pero con cierta consistencia, como indican los fósiles de bioturbaciones que muestran bioglifos. Los datos sedimentológicos sugieren que los fósiles fueron sepultados por eventos repentinos en un entorno marino normal.

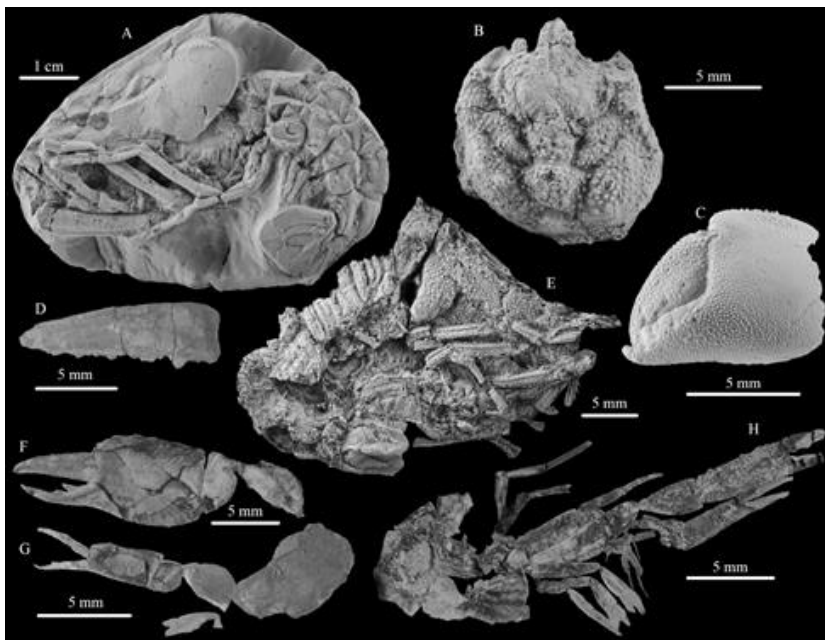


Fig. 1: A) *Atherfieldastacus magnus* (M'Coy, 1849); B) *Mithracites vectensis* Gould, 1859; C) *Quelípedo izquierdo de pagurido indet.*; D) *Oncopareia* sp.; E) *Meyeria ornata* (Phillips, 1829); F-G) *Pleuronassa* sp.?.; H) *Astacidae* indet.

Referencias

- Calzada, S. y Botero, G. 1979. *Ceratostreon tuberculiferum tandereri*, n. ssp. del Aptiense español (Ostreidae). *Estudios geológicos*, 35: 459-464.
- González-León, O., Moreno-Bedmar, J. A. y Vega, F. J. 2014. Morphology and ontogeny of the fossil lobster *Meyeria magna* M'COY, 1849 (Astacidae, Mecoichiridae) from the Lower Cretaceous (Lower Aptian) of Mexico, United Kingdom and Spain. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 271(1), 49-68.

- González-León, O., Ossó, A., Moreno-Bedmar, J. A. y Vega, F. J. 2016. Brachyura from the Lower Cretaceous (Aptian) of Spain: A new species of *Rathbunopon* (Homolodromioidea, Prosopidae) and the second record of *Mithracites vectensis* (Homoloidea). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 282(2): 115-124.
- Klompmaker, A. A. 2013. Extreme diversity of decapod crustaceans from the mid-Cretaceous (late Albian) of Spain: implications for Cretaceous decapod paleoecology. *Cretaceous Research*, 41, 150-185.
- López-Horgue, M. A. y Bodego, A. 2017. Mesozoic and Cenozoic decapod crustaceans from the Basque-Cantabrian basin (Western Pyrenees): new occurrences and faunal turnovers in the context of basin evolution. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2017, 188, 14. DOI: 10.1051/bsgf/2017180
- Moreno, J. A., Company, M., Delanoy, G., Grauges, A., Martínez, G. y Salas, R. 2007. Precisiones sobre la edad, mediante ammonoideos y nautiloideos, de la Fm. Margas del Forcall en la subcuenca de Oliete (Cadena Ibérica, España). *Geogaceta*, 42: 75-78.
- Moreno-Bedmar, J. A., Bover-Arnal, T., Barragán, R. y Salas, R. 2012. Uppermost Lower Aptian transgressive records in Mexico and Spain: chronostratigraphic implications for the Tethyan sequences. *Terra Nova*, 24: 333-338.
- Salas, R., y Guimerà, J. 1996. Rasgos estructurales principales de la cuenca cretácica inferior del Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta*, 20(7): 1704-1706.
- Via, L. 1951. Contribución al estudio de los decápodos del secundario en España. *Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, 10: 151-181.
- Vilanova, J. 1870. Ensayo de descripción geognóstica de la Provincia de Teruel en sus relaciones con la agricultura de la misma. *Junta de Estadística*, años 1863, 1868, 1-312.

EVIDENCIAS DE UN ANTIGUO MAR EN NEPENTHES MENSÆ, MARTE: DELTAS, FORMAS COSTERAS Y ANÁLOGOS TERRESTRES

Ángel García-Arnay

Dpto. de Ciencias de la Tierra, Área de Geodinámica Externa (despacho 7),
Universidad de Zaragoza
arnay@unizar.es

Introducción

Nepenthes Mensae se localiza próximo al ecuador de Marte, al norte de la dicotomía marciana (el límite entre las tierras altas y las tierras bajas del planeta), al este de Isidis Planitia y al suroeste de la región de Elysium.

Esta región presenta una cadena de depresiones interconectadas con orientación NO-SE y relieves relictos formados por mesas y colinas, generados por la erosión de las tierras altas (Caprarelli, 2015), cartografiadas como la unidad HNt (*Hesperian and Noachian transition unit*), de acuerdo al último mapa geológico de Marte (Tanaka et al., 2014). Las tierras altas, que están adyacentes al área de estudio, están incididas por antiguas redes fluviales, cuyas desembocaduras se localizan a lo largo de la dicotomía. Trabajos previos han estudiado un delta de tipo Gilbert en Nepenthes Mensae (Irwin et al., 2005; de Pablo y Pacifici, 2008; Di Achille y Hynke, 2010) y posibles paleolíneas de costa (de Pablo y Pacifici, 2008; de Pablo y Pacifici, 2009; Valenciano et al., 2009), que pueden registrar la existencia en el pasado de un cuerpo de agua líquida estable en la región asociado al posible antiguo océano de Marte.

Un análisis geomorfológico detallado cuyos resultados se presentan en García-Arnay et al. (2018a) y García-Arnay et al. (2018b) se llevó a cabo para (1) identificar y describir posibles formas costeras en la región; (2) evaluar la presencia de un antiguo mar; y (3) proponer un posible análogo terrestre. Estos análisis permitieron cartografiar las morfologías, caracterizarlas utilizando múltiples parámetros morfológicos y morfométricos, estimar sus edades absolutas mediante el método del conteo de cráteres, determinar su distribución espacial y la relación con las cuencas de drenaje, y definir el área y volumen del antiguo mar.

Datos y Métodos

Las morfologías fueron cartografiadas y analizadas utilizando imágenes pancromáticas CTX (6 m/píxel), Modelos Digitales de Elevación (MDE) derivados de los instrumentos MOLA y HRSC (463 m/píxel y 50-75 m/píxel, respectivamente) e imágenes de inercia térmica derivadas del instrumento THEMIS (100 m/píxel), implementados en un entorno SIG. La edad absoluta de las morfologías fue estimada mediante el método del conteo de cráteres de impacto.

Se obtuvieron los valores de elevación para cada delta en la intersección entre la llanura y el frente deltaico, correspondiente al nivel medio del estadio de mar alto. En el caso de las plataformas, se consideró su borde proximal para inferir los paleoniveles del agua. Estos valores permitieron la detección de superficies de la misma cota correspondientes a posibles niveles del agua y observar sus cambios. Se asumió que (1) la topografía actual es similar a la que existía durante el período de tiempo en el que se desarrollaron las morfologías analizadas; y (2) estas morfologías se formaron durante aquel período de tiempo.

Descripción de las morfologías

Se analizaron, por un lado, 9 morfologías con forma de abanico localizadas en la desembocadura de los valles fluviales, 8 de ellas documentadas en este estudio por primera vez, y, por otro lado, 54 terrazas en los márgenes de las depresiones y alrededor de relieves relictos dentro de las depresiones. En base a su morfología y distribución espacial y altitudinal, se han interpretado las morfologías en forma de abanico como deltas de tipo Gilbert relictos, y las terrazas como posibles plataformas costeras. El 60% de los deltas y el 65% de las plataformas (6 y 35, respectivamente) aparecen entre -1.900 and -2.000 m. Estos valores dan como resultado una elevación media de -1,958 m (con una desviación estándar de 24 m) para las plataformas, y una elevación media de -1,946 m (con una desviación estándar de 25 m) para los deltas, próximo al valor medio de la línea de costa de Arabia (Parker et al., 1993). Estas elevaciones permitieron inferir, aproximadamente, el nivel

medio del agua de un mar interior o paleolagos interconectados y reconstruir su extensión. El lago o mar de mayor extensión en la región ocupó un área de 12.787 km² y tuvo un volumen estimado de 3.648 km³. Por otra parte, se aplicó el método del conteo de cráteres a la llanura deltaica correspondiente al delta de mayor superficie y se obtuvo una edad absoluta de ~3.88 Ga, similar a la que se obtuvo para las depresiones (~3.71 Ga) que, en principio, estuvieron ocupadas por la antigua masa de agua.

Análogo terrestre

El Lago Lahontan (Nevada, USA) fue, durante el Pleistoceno, un lago profundo y de gran extensión. Este paleolago ha sido propuesto por otros autores como un análogo terrestre de los antiguos lagos y mares de Marte (Zimbelman et al., 2004, 2005). En García-Arnay et al. (2018b), el Lago Lahontan se ha propuesto como posible análogo del mar que pudo existir en la región de Nepenthes Mensae porque (1) tiene morfologías costeras bien preservadas y similares a aquellas cartografiadas en Nepenthes Mensae, (2) una superficie similar considerando el nivel máximo que alcanzó el agua en el Lago Lahontan, 22.200 km² (Benson y Mifflin, 1986), y (3) se sitúa dentro de una cuenca endorreica.

Conclusiones

Las morfologías con forma de abanico y terraza identificadas en Nepenthes Mensae se han interpretado como deltas de tipo Gilbert y plataformas costeras desarrolladas a lo largo de paleolíneas de costa, respectivamente. Esta interpretación se apoya en las siguientes evidencias: (1) su distribución cartográfica, con deltas enlazados a las redes de drenaje y las plataformas asociadas con los márgenes de las depresiones y relieves relictos; (2) sus morfologías; (3) la continuidad lateral de las plataformas sub-horizontales; (4) la consistencia en la elevación entre los deltas y las plataformas; (5) la detección de minerales hidratados en algunos de los deltas; (6) la correlación lineal entre las áreas de las cuencas de drenaje y los deltas; (7) la analogía existente entre estas

morfologías y aquéllas documentadas en paleolagos terrestres; y (8) las edades absolutas de la llanura del delta de mayor extensión y las depresiones que estuvieron cubiertas por el agua presentan una edad similar. Por otra parte, sus elevaciones permitieron inferir aproximadamente el nivel medio de agua de un mar interior o paleolagos interconectados. Este antiguo mar pudo haber experimentado, a largo plazo, una bajada del nivel de agua interrumpida por períodos de estabilidad, como sugiere el desarrollo de morfologías costeras encajadas en diferentes elevaciones. El lago Lahontan (Nevada, Estados Unidos) se ha propuesto como un análogo del posible mar en *Nepenthes Mensae*, basado en la similitud de sus morfologías costeras, su extensión, y naturaleza endorreica.

Referencias

- Benson, L. V., & Mifflin, M. D. (1986). Reconnaissance bathymetry of basins occupied by Pleistocene Lake Lahontan, Nevada and California. U.S. Geol. Surv. Water-Resour. Invest. Rep., 85, 4262.
- Caprarelli, G. (2015). Stratigraphic relations of Hesperian transition units in the *Nepenthes* region, Mars. In: Lunar and Planetary Science Conference Abstracts, vol. 46, p#1584.
- de Pablo, M. Á., & Pacifici, A. (2008). Geomorphological evidence of water level changes in *Nepenthes Mensae*, Mars. *Icarus*, 196(2), 667-671.
- de Pablo, M. Á. and Pacifici, A. (2009). Chain of depressions and the watershed evolution in *Nepenthes Mensae*, Mars. In: Lunar and Planetary Science Conference Abstracts, vol. 40, p#1095.
- Di Achille, G., & Hynek, B. M. (2010). Ancient ocean on Mars supported by global distribution of deltas and valleys. *Nature Geoscience*, 3(7), 459-463.
- García-Arnay, Á., Gutiérrez, F., Ángel de Pablo, M., & Fernández, S. (2018a). Characterization and interpretation of the fan-shaped and terrace-like features identified in *Nepenthes Mensae*, Mars. In: EGU General Assembly Conference Abstracts, vol. 20, p# 808.

- García-Arnay, Á., Gutiérrez, F., & Fernández, S. (2018b). Coastal-Like Features in Nepenthes Mensae, Mars as Paleowater-Level Indicators, and a Terrestrial Analog. In: *Lunar and Planetary Science Conference Abstracts*, vol. 49, p#2595.
- Irwin, R. P., Howard, A. D., Craddock, R. A., & Moore, J. M. (2005). An intense terminal epoch of widespread fluvial activity on early Mars: 2. Increased runoff and paleolake development. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 110(E12).
- Parker, T. J., Gorsline, D. S., Saunders, R. S., Pieri, D. C., & Schneeberger, D. M. (1993). Coastal geomorphology of the Martian northern plains. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 98(E6), 11061-11078.
- Tanaka, K. L., Skinner Jr, J. A., Dohm, J. M., Irwin III, R. P., Kolb, E. J., Fortezzo, C. M., ... & Hare, T. M. (2014). *Geologic Map of Mars 1:20,000,000*, USGS SIM, 3292.
- Valenciano, A., de Pablo, M.Á. & Pacifici, A. (2009). The role of water on the evolution of the Nepenthes Mensae region of Mars. In: *Lunar and Planetary Science Conference Abstracts*, vol. 40, p#1052.
- Zimbelman, J. R., Williams, S. H., Johnston, A. K. & Head, J. W. (2004). Lake shorelines: earth analogs for hypothesized Martian coastal features. In: *Lunar and Planetary Science Conference Abstracts*, vol. 35, p#1683.
- Zimbelman J. R., Williams S. H., Irwin R. P., Rivera J. E., Graves L. & Ghatan, G. (2005) Shorelines in the western United States as analogs for hypothesized shoreline features on Mars. In: *Lunar and Planetary Science Conference Abstracts*, vol. 36, p#1733.

MINERALOGÍA Y TEXTURA DE PALEOSUELOS LATERÍTICOS DE LA SUBCUENCA DE OLIETE (NE DE ESPAÑA)

Elisa Laita
laita@unizar.es

Introducción

La Formación Blesa (Barremiense, Cretácico Inferior) es la primera unidad synrift de la subcuenca de Oliete (Teruel) y aparece sobre calizas de aguas someras del Jurásico. Esta formación se inicia con lutitas y margas de colores grisáceos a ocre y rojizos que presentan bioturbación por raíces y abundantes fósiles de vertebrados continentales. Además, estos materiales también incluyen de forma local abundantes pisoides ferruginosos que sugieren el desarrollo de un suelo laterítico sobre el sustrato jurásico que presenta evidencias de karstificación (Aurell et al., 2018).

Se han descrito y muestreado cuatro afloramientos de paleosuelos lateríticos pertenecientes a la Formación Blesa y situados en el entorno de la localidad de Alacón (Teruel) (Figura 1).

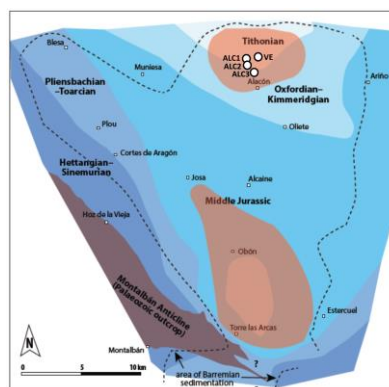
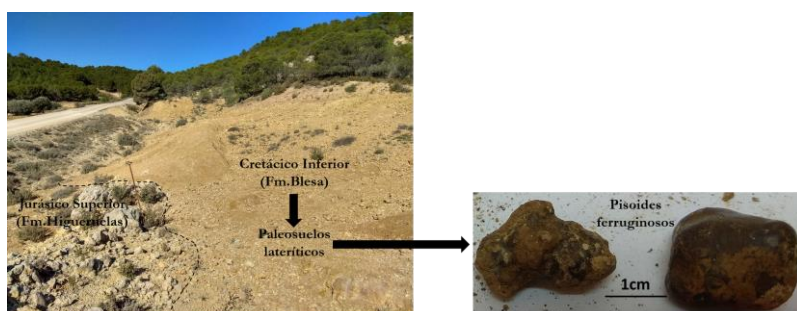


Figura 1. Esquema modificado de Aurell et al. (2018) donde se ubican los 4 afloramientos muestreados en el entorno de Alacón (ALC1, ALC2, ALC3 y VE).

Los paleosuelos están formados por niveles lutítico-margosos de 2 a 3,5 m de espesor que presentan tonos ocre-violáceos y que contienen abundantes pisoides ferruginosos de colores oscuros, compactos, con tamaños de 1 mm a 2 cm y con morfologías esféricas y ocasionalmente más elipsoidales (Figura 2).

Figura 2. Contacto entre uno de los paleosuelos muestreados y el Jurásico karstificado (izda) y pisoides ferruginosos encontrados en los paleosuelos (dcha).



Metodología

Las muestras tomadas fueron estudiadas por difracción de rayos X (DRX) con el fin de determinar las fases minerales presentes en ellas. Primero se realizó un estudio cualitativo tanto de muestra total como de la fracción inferior a $2\ \mu\text{m}$ y, una vez determinadas las fases presentes, se hizo una semicuantificación mineral usando poderes reflectantes de Schultz (1964) y Biscaye (1965).

Tras el estudio por DRX, las muestras fueron analizadas por microscopía óptica de luz transmitida y reflejada y microscopía electrónica de barrido de emisión de campo (FESEM) utilizando imágenes de electrones retrodispersados y análisis de espectrometría de dispersión de energía de rayos X (EDS). La microscopía electrónica permitió caracterizar la textura de las muestras a una mayor resolución de la que se consigue con la microscopía óptica, así como conocer la composición química de las fases minerales presentes.

Resultados

Los resultados de DRX y microscopía óptica indican que los paleosuelos están formados por abundante cemento carbonatado microesparítico (calcita principalmente y en ocasiones menores proporciones de dolomita), silicatos, óxidos de hierro y/o titanio, oxihidróxidos de hierro e hidróxidos de aluminio. En la (Tabla 1) se muestra la composición mineralógica de uno de los afloramientos más representativos de todos los estudiados.

Fase mineral (%)										
Cemento carbonatado		Silicatos						Óxidos e hidróxidos		
Cal	Dol	Qz	Kfs	Minerales de la arcilla				Hem +Gth	Ant +Rt+Ilm	Dsp
				Kln	Ill	Chl	Sme			
T	31	43	<5	10	9			<5	<5	
	37	35		6	8	5	<5	5		
	36	41	<5	15	6				<5	
	42	29		20				6		<5
	27	15	<5	39				5	5	5
	69	<5	<5	24				<5		
	36	9		33				20	<5	
B	5	<5	<5	60				15	6	7

Tabla 1. Semicuantificación mineral de base (B) a techo (T) de una serie de muestras del afloramiento ALC1 obtenida mediante DRX. Abreviaturas de minerales según Whitney and Evans (2010): Cal=calcita, Dol=dolomita, Qz=cuarzo, Kfs=feldespato potásico, Kln=caolinita, Ill=ilita, Chl=clorita, Sme=esmectita, Hem=hematites, Gth=goethita, Ant=anatasa, Rt=rutilo, Ilm=ilmenita y Dsp=diásporo.

Los silicatos más abundantes son caolinita y cuarzo. Además, muchas de las muestras contienen goethita, hematites y ocasionalmente feldespato potásico, ilmenita, rutilo, anatasa y diásporo.

En la base de todos los afloramientos, el mineral de la arcilla dominante es la caolinita. Sin embargo, hacia techo el contenido en caolinita disminuye y aumenta la variedad de minerales de la arcilla, detectándose illita, esmectita y clorita.

Los pisoides están formados generalmente por un núcleo, que ocasionalmente consiste en un fragmento de un psoide previo, y una corteza externa de espesor entre 40 y 400 μm constituida por una serie de envueltas concéntricas. En ocasiones se observan pisoides sin envueltas concéntricas. En todos los casos, los análisis de FESEM muestran que tanto el núcleo como las envueltas están formados por óxidos de hierro y/o titanio con contenidos variables de caolinita.

El estudio por FESEM ha permitido ver que la matriz que forma los paleosuelos está compuesta por arcillas y óxidos de hierro y/o titanio. La caolinita, el filosilicato más abundante, se presenta con morfologías plataformas y formando agregados de tipo “book”, indicando un origen probablemente autigénico. También se distinguen fragmentos detríticos de cuarzo de diversos tamaños (10-300 μm) y un cemento de calcita microesparítica que se encuentra cementando la matriz o rellenando cavidades.

Conclusiones

La asociación mineral de los paleosuelos y las características texturales de la caolinita, permiten afirmar que se trata de paleosuelos lateríticos que generalmente se forman en condiciones cálidas y húmedas. El cemento carbonatado microesparítico aparece rellenando cavidades y cementando la matriz de los paleosuelos por lo que su origen es probablemente diagenético y por tanto, no tiene relación genética con los paleosuelos.

El mayor contenido en caolinita y óxidos en la parte inferior de los afloramientos indica un mayor progreso de los procesos de edafización debido a condiciones de meteorización química más intensa. El descenso hacia techo en el contenido en caolinita y el aumento en la variedad de minerales de la arcilla sugiere que las condiciones de meteorización fueron menos favorables, lo que podría estar relacionado con un cambio en las condiciones de humedad, quizás en relación con una variación en las condiciones climáticas. Alternativamente, podría deberse a factores locales, por lo que resulta necesario un estudio detallado comparativo

entre paleosuelos aflorantes en otras zonas.

La composición mineralógica y la textura de los pisoides indican que se formaron *in situ* durante el desarrollo del suelo, si bien la presencia de pisoides cuyo núcleo está formado por fragmentos de pisoides previos indicaría la existencia de procesos de reelaboración y, por tanto, varios episodios en el desarrollo de los paleosuelos.

Referencias

- Aurell, M., Soria, A.R., Bádenas, B., Liesa, C.L., Canudo, J.I., Gasca, J.M., Moreno-Azanza, M., Medrano-Aguado, E., Meléndez, A. (2018): Barremian synrift sedimentation in the Oliete sub-basin (Iberian Basin, Spain): palaeogeographical evolution and distribution of vertebrate remains. *J. Iber. Geol.*, 44, 285-308. DOI: 10.1007/s41513-018-0057-3.
- Biscaye, P.E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76, 803-832.
- Schultz, L.G. (1964): Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre shale. *USGS Professional Paper*, 391-C, 31.
- Whitney, D. y Evans, B.W. (2010): Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.

EL MAGMATISMO PÉRMICO DEL ANTICLINAL DE MONTALBÁN Y EL EJEMPLO DE LA INTRUSIÓN DE HOZ DE LA VIEJA: IMPLICACIONES EN EL MAGMATISMO PÉRMICO DE LA CORDILLERA IBÉRICA

Urbez Majarena Serrano

Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. C./Pedro Cerbuna 12,
50009 Zaragoza.

urbezmajarena@hotmail.com

En el Pérmico inferior tuvo lugar un intenso magmatismo calco-alcalino a lo largo de todo el Orógeno Varisco. Este magmatismo se produjo en un contexto tectónico transtensivo y transicional entre los esfuerzos compresivos de la Orogenia Varisca y el comienzo del *rifting* que dio lugar a la rotura de Pangea y la apertura del Neotethys (Torsvik and Cocks, 2016, Wilson et al. 2004) y se encuentra ampliamente representado en todo el Macizo Ibérico (Fernández-Suárez et al., 2000; Gutiérrez-Alonso et al., 2011; López-Gómez et al., 2019).

Emplazados en el basamento paleozoico de la Cordillera Ibérica, se conservan cientos de afloramientos asociados a este magmatismo (Fig. 1). Muestran dimensiones métricas a hectométricas, afinidad calco-alcalina y una amplia variedad petrológica que comprende desde basaltos hasta riolitas, con representación de todos los términos intermedios, siendo mayoritarias las andesitas (Lago et al., 2004).

Los magmas, de probable origen cortical, ascendieron principalmente a favor de fallas direccionales transtensivas y se emplazaron de forma mayoritaria en condiciones subvolcánicas como sills, diques y domos. En algunos casos alcanzaron niveles superficiales y generaron erupciones volcánicas que dieron lugar a depósitos piroclásticos de composición intermedia en Atienza, Orea, Fombuena y Reznos, y a una colada basáltica en Ojos Negros (Fig. 1). De entre todos los afloramientos de este magmatismo en la Cordillera Ibérica, únicamente se ha encontrado uno plutónico: el gabro de Loscos.

Criterios estratigráficos, estructurales y paleontológicos indican, para las distintas intrusiones, una edad pérmica (Lago et al., 2004 y referencias que contiene). Las seis dataciones radiométricas que han sido realizadas a

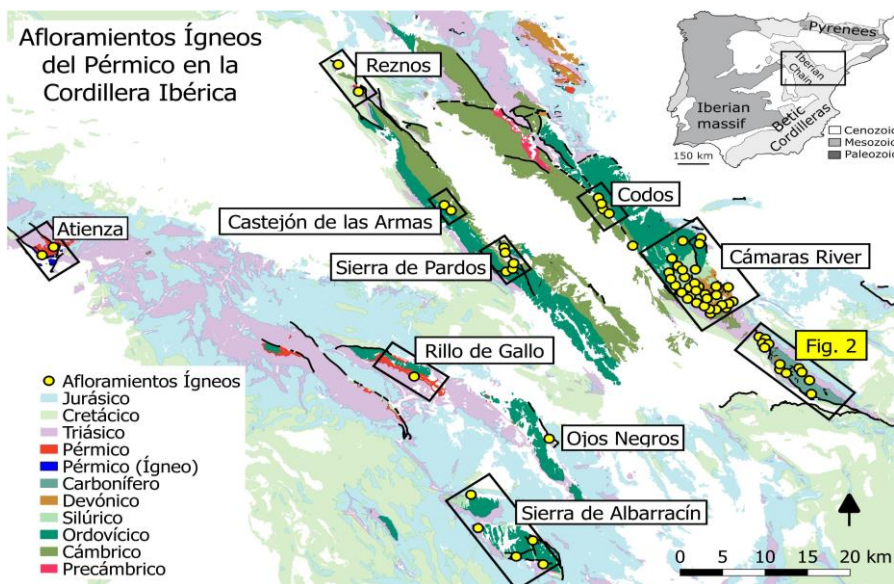


Fig. 1.- Mapa de localización de los sectores con afloramientos ígneos pérmicos (modificado de GEODE, 2018)

lo largo de diversos estudios en distintos afloramientos de la cordillera, precisan una edad Cisuraliense comprendida entre los 294 y los 283 Ma (Majarena et al., 2019).

El anticlinal de Montalbán (Fig. 2) es una estructura alpina de escala kilométrica y orientación NW-SE que alberga en su núcleo los materiales paleozoicos más suroccidentales de la Unidad de Herrera de la Cordillera Ibérica (Carls, 1983). Este núcleo está constituido mayoritariamente por pizarras negras con intercalaciones de cuarcitas marrones que, con edad carbonífera, representan, si exceptuamos las unidades pérmicas, los materiales más modernos del basamento paleozoico de toda la Cordillera Ibérica. Los materiales devónicos (predominantemente pizarras, cuarcitas

y calizas) afloran únicamente en el sector NW del anticlinal (Torres, 1989).

Dispersos a lo largo del núcleo paleozoico del anticlinal se encuentran representados todos los términos petrológicos del magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica, desde basaltos hasta riolitas, con predominio de andesitas. Los basaltos solo aparecen en un sill aislado al norte del Anticlinal, las dacitas son muy escasas en volumen y se encuentran dispersas a lo largo del anticlinal, y las riolitas, que constituyen el segundo litotipo más abundante, afloran únicamente en el sector N y lo hacen predominantemente en forma de grandes domos (Torres et al., 1989).

Todas estas rocas presentan una textura porfídica con matriz microcristalina. Su asociación mineral varía en función del grado de diferenciación (abreviaturas minerales según Whitney & Evans, 2010): los basaltos contienen Ol, Opx, Cpx y Pl, las andesitas basálticas, Opx (En_{80-69} , Fs_{17-28} , Wo_3), Cpx (En_{54-43} , Fs_{10-13} , Wo_{36-44}), Amp, Bt, Pl (An_{90-45} , Al_{10-53} , Or_{0-2}) y Qz, las andesitas Amp, Bt, Pl y Qz, las dacitas, Bt, Pl, Kfs y

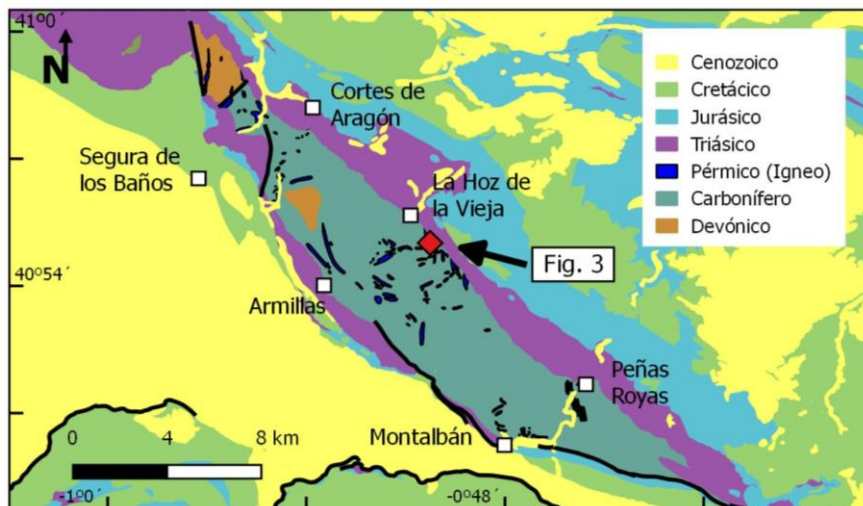


Fig. 2.- Mapa geológico del Anticlinal de Montalbán con la cartografía de los principales afloramientos ígneos pérmicos (Modificado de GEODE, 2018 y Torres, 1989).

Qz, y las riolitas Kfs, Bt, Ms, y Qz.

Las condiciones de cristalización obtenidas mediante diferentes geotermobarómetros (Putirka, 2008; Ridolfi et al. 2010) indican que el piroxeno cristalizó a una temperatura de 1150 °C y una presión de 4 Kbar, mientras que los anfíboles se formaron entre 800-1000 °C y entre 2 y 5 Kbar.

Estas rocas aparecen emplazadas siempre de forma subvolcánica en forma de diques (Fig. 3), sills y domos. Se han observado tres relaciones de corte entre intrusiones a lo largo del anticlinal que indican un carácter pluriépisódico para este magmatismo:

- 1) Un dique de andesita basáltica cortando a otra intrusión andesítica más diferenciada en el sector norte,
- 2) Un dique de andesita cortando a otra andesita con similar grado de diferenciación en el entorno de Segura de los Baños y,
- 3) Una brecha riolítica cortando a una intrusión andesítica (sector N del anticlinal).

Las relaciones estratigráficas de estas intrusiones respecto a los materiales carboníferos encajantes determinan una edad pérmica para las mismas, puesto que, como se ha indicado, algunas cortan pliegues variscos (Figura 3) y se encuentran fosilizadas por materiales en facies Buntsandstein. Esta edad relativa obtenida en base a criterios estratigráficos y estructurales, es coherente con la obtenida mediante dataciones radiométricas en otros sectores de la Cordillera Ibérica, donde los cristales analizados presentan una edad Cisuraliense (Majarena et al., 2019).

Las intrusiones contienen una amplia variedad de enclaves de tamaño milimétrico a decimétrico, que incluyen rocas ígneas graníticas, rocas de metamorfismo medio-alto (esquistos y metapelitas) y rocas metamórficas del encajante (pizarras y areniscas).

Los enclaves graníticos son comunes para este magmatismo en otros tres afloramientos de la Cordillera Ibérica: Codos, Fombuena y Monforte de Moyuela (Fig. 1). En el caso del afloramiento de Cerro Redondo

(sector central de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica) también se han encontrado cristales de biotita y circón que, por su edad y composición, se identifican como xenocristales restíticos de granitoides (Majarena et al., 2017).



Fig. 3.- Fotografía del sector NW de la intrusión de hoz de la vieja (localización en Fig. 2), donde puede apreciarse una bifurcación (líneas amarillas) cortando a un tren de pliegues variscos (líneas blancas).

La mayor parte de granitoides del Macizo Ibérico, se atribuyen a las últimas fases del Orógeno Varisco y constituyen las primeras manifestaciones ígneas del magmatismo tardihercínico (Arranz y Lago, 2004; Bea et al., 2004). La presencia de estos xenolitos graníticos en el magmatismo de la Cordillera Ibérica, implica una elevada profundidad de formación del fundido, necesariamente superior a los niveles de formación y enfriamiento de los granitoides, desde donde los enclaves tuvieron que ser arrancados de la roca encajante e incorporados al

magma en su ascenso. Además, el magma tuvo que tener una velocidad de ascenso elevada o una temperatura no demasiado alta, que justifique la no asimilación total de los xenolitos. También se deduce que la edad de estas rocas ígneas ha de ser posterior a los granitoides tardihercínicos.

Los xenolitos metamórficos más comunes en el anticlinal de Montalbán contienen Grt, Sil, Pl, Bt, Qz, Rt y Spn aunque también se han encontrado escasos xenolitos con Crn y Spl. Muestran distintos grados de asimilación y son similares a los encontrados en otras áreas del magmatismo de la Cordillera Ibérica como Atienza, Noguera de Albarracín, Codos o el sector del río Cámaras (Fig. 1). Estos xenolitos, de grado medio-alto, corresponden a niveles medios de la corteza.

La intrusión de Hoz de la Vieja (Fig. 2 y 3) presenta unos 100 m de longitud y un espesor variable entre 0,30 y 1,5 m. Muestra un color marrón claro, un alto grado de alteración, y fenocristales de Amp, Bt, Pl y Qtz. Las pizarras adyacentes a las paredes de la intrusión se disponen adheridas a la roca ígnea y recrystalizadas, evidenciando un proceso de metamorfismo de contacto de bajo grado y espesor milimétrico.

La intrusión principal se encuentra emplazada a favor de los planos de estratificación de las pizarras carboníferas (sill) y muestra ocasionales interrupciones en su continuidad lateral. Hacia su extremo NW, el cuerpo principal alimenta un dique que corta claramente un tren de pliegues angulosos variscos, de escala métrica (Fig. 3).

Las relaciones de corte de esta y otras intrusiones, en el sector del Anticlinal de Montalbán, con el encajante metasedimentario carbonífero y su relación estratigráfica respecto a los tramos basales del triásico (Facies Buntsandstein), evidencian, no solo una edad pérmica para el magmatismo, sino también un emplazamiento epizonal, con una escasa presión litostática, que permitió los procesos de deformación observados en la roca encajante como consecuencia de la inyección magmática.

Esta intrusión, ejemplifica algunos de los rasgos característicos del emplazamiento del magmatismo pérmico en el Anticlinal de Montalbán. Magmatismo, que por su variedad petrogrólógica (desde basaltos a

riolitas), variedad de enclaves (graníticos, metamórficos de grado medio-alto y aquellos correspondientes a la roca encajante), y diversidad de formas de emplazamiento subvolcánico epizonal (sills, diques y domos riolíticos), resulta imprescindible para lograr comprender el conjunto del magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica.

Referencias

- Arranz, E. & Lago, M. (2004). El plutonismo sin- y tardi-varisco de los Pirineos. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 263-266.
- Bea, F., Villaseca, C. & Bellido, F. (2004). El batolito de Ávila (Sistema Central). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 101-110.
- Fernández-Suárez, J., Dunning, G.R., Jenner, G.A. & Gutiérrez-Alonso, G. (2000). Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U–Pb geochronology of granitoids. *Journal of the Geological Society*, 157(3), 565-576.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández, J., Jeffries T., Johnston, 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.
- 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 Publications*, 223, 465-490.
- López-Gómez, J., Alonso-Azcárate, J., Arche, A., Arribas, J., Fernández-Barrenechea, J., Borruel-Abadía, V., Bourquin, S., Cadenas, P., Cuevas, J., De la Horra, R., Bienvenido-Díez, J., Escudero-Mozo, M.J., Fernández-Viejo, G., Galán-Abellán, B., Galé, C., Gaspar-Escribano, J., Gisbert-Aguilar, J., Gómez-Gras, D., Goy, A., Gretter, N., Heredia

- Carballo, N., Lago, M., Lloret, J., Luque, J., Márquez, L., Márquez-Aliaga, A., Martín-Algarra, A., Martín-Chivelet, J., Martín-González, F., Marzo, M., Mercedes-Martín, R., Pérez-López, F.O.A., Pérez-Valera, F., Pérez-Valera, J.A., Plasencia, P., Ramos, E., Rodríguez-Méndez, L., Ronchi, A., Salas, R., Sánchez-Fernández, D., Sánchez-Moya, Y., Sopena, A., Suárez-Rodríguez, A., Tubia, J.M., Ubide, T., Valero Garcés, B., Vargas, H. & Viseras, C. (2019). Permian-Triassic Rifting Stage. In: Cecilio Quesada and José Tomás Oliveira (eds), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach. Volume 3: The Alpine Cycle*. Springer. Heidelberg. doi:10.1007/978-3-030-11295-0.
- López, F., Palacio, J. P., Dávila, M. D. T., Luís, F., García, E., Martínez, M. Pérez, J., García, R. & Monzón Lara, P. (2011). Mapa Geológico Digital continuo E. 1: 50.000, Zona Ibérica (Zona-1700). En: *GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España* [en línea]. [2018]. Disponible en: <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geozona.aspx?Id=Z1700>.
- Majarena, U., Gil Imaz, A., Lago, M. & 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. & 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.
- Majarena, U., Galé, C., Lago, M., Esteban, J.J., García de Madinabeitia, S. & Gil-Imaz, A. (2019): Edad U-Pb (LA-ICP-MS) de rocas ígneas post-variscas en la Sierra de Albarracín (Teruel-Guadalajara), *Teruel* (aceptado).
- Putirka, K.D. (2008): Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 61-120.

- Ridolfi, F., Renzulli, A. & Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1), 45-66.
- Torsvik, T., & Cocks, L. (2016). *Earth History and Palaeogeography*. Cambridge University Press. 317 p.
- Torres, J.A. (1989). Estudio geológico, petrológico, geoquímico y de aprovechamiento industrial del magmatismo calco-alkalino, stephaniense-pérmico, en el anticlinal de Montalbán (provincia de Teruel) (Tesina de licenciatura, Universidad de Zaragoza), 528 p.
- Wilson, M, Neumann E.R., Davies, G.R., Timmerman M.J., Heeremans, M. & Larsen, B.T. (ed.) (2004). *Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe*. Geological Society, London, Special Publications, 223, 498 p.
- Whitney, D. & Evans, B. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.

EFFECTOS DE LAS CONDICIONES CLIMÁTICAS E HIDROLÓGICAS EN LA FENOLOGÍA DE LA GRULLA COMÚN. EL CASO DE LA LAGUNA DE GALLOCANTA

José María Orellana Macías

C/Manuel Lasala, 44, 9ºB, 50006, Zaragoza
jm.orellana@igme.es

Introducción

La fenología de las aves migratorias ha sido utilizada tradicionalmente como un indicador de las alteraciones relacionadas con el cambio climático (Knudsen et al. 2011). En el caso de la Grulla Común, debido a la gran distancia entre su zona de cría y su área de invernada, son un buen ejemplo para analizar la relación entre los cambios migratorios y las modificaciones en las condiciones climáticas de la zona de estudio.

Algunos estudios han demostrado que diferentes especies de grullas han adelantado sus fechas de migración en ambos pasos migratorios (Jorgensen and Brown, 2017), y se han observado adelantos similares en diferentes puntos de la ruta migratoria occidental de la Grulla Común (Filippi-Codaccioni et al. 2011). Sin embargo, no está claro si esos adelantos tienen correspondencia en los lugares de invernada.

Desde los años 70, el número de grullas observadas en Gallocanta se ha incrementado anualmente debido a la protección de la zona (Bautista et al. 1992), la mayor disponibilidad de comida (Alonso et al. 1994) y al aumento de la población de la especie en Europa Occidental (Alonso et al. 2008, Prange 2012). Partiendo de la hipótesis de que los cambios climáticos observados (ascenso térmico y disminución de las precipitaciones) tendrían implicaciones en las fechas del máximo número de grullas en los pasos de primavera y otoño, y con el objetivo de cuantificar dichos cambios, se ha analizado la relación entre las condiciones climáticas y las fechas de migración de la Grulla Común desde 1973 en la Laguna de Gallocanta, uno de los principales pasos migratorios y lugares de invernada en la ruta occidental.

Metodología

La cuenca endorreica de Gallocanta tiene una extensión de 54.335 ha en cuya parte más baja se encuentra la Laguna de Gallocanta (40°58' N, 1°30' O, 990 msnm), con una superficie de 1.330 ha. Los datos climáticos han sido facilitados por la Agencia Estatal de Meteorología y se han sometido a un proceso de control de calidad para eliminar datos erróneos o sospechosos, para, posteriormente, proceder a rellenar las lagunas de datos mediante la inferencia estadística con información de estaciones meteorológicas cercanas. Así, la precipitación media obtenida ha sido de 440 mm, con los máximos en primavera y otoño, y una marcada variabilidad interanual, y la temperatura media de 11,6 °C, con una fuerte influencia continental y altitudinal.

La información hidrológica se ha obtenido de la Confederación Hidrográfica del Ebro, con mediciones diarias y semanales del nivel de la laguna desde 1973 a 2015, combinada con datos horarios de sensores de nivel instalados en la laguna desde 2015 hasta 2018. La unión de ambas series de datos, una vez validadas, permitió obtener una serie continua del nivel de agua de la laguna desde 1973 hasta 2018. Sin embargo, dado los niveles anormalmente altos de la laguna durante los primeros años de registro, se ha utilizado la serie desde 1983 para la correlación con el número de aves, con valores más homogéneos y representativos.

Por su parte, el número de grullas observadas en cada fecha se ha obtenido de los censos de grullas elaborados por ornitólogos y vigilantes ambientales de la Reserva Natural Dirigida de la Laguna de Gallocanta. Estos censos tienen una frecuencia semanal y abarcan todo el periodo migratorio, desde principios de octubre a marzo. Para la selección de las fechas se ha utilizado el día ordinal (día juliano) del máximo número de grullas observadas en cada paso migratorio.

Finalmente, para las correlaciones entre variables se ha utilizado el test no paramétrico de Kendall, mientras que las tendencias observadas se han analizado con el test no paramétrico de Mann-Kendall y la pendiente de Sen, utilizando la Macro de Microsoft Excel MAKESENS (Salmi et al. 2002), y el entorno de trabajo de R (R Development Core Team, 2016).

Resultados

Durante el periodo de estudio el número de aves observadas en Gallocanta ha aumentado en ambos pasos, desde unas decenas a más de 100.000 (máximo de 120.000 en un solo día en 2011). Como consecuencia de ese aumento, la proporción de aves que pasan el invierno en Gallocanta también se ha multiplicado, pasando del 1% del máximo observado en 1973, a casi el 40% en 2017. Para ese mismo periodo, el análisis climático ha mostrado un incremento de 1,4 °C ($p < 0,001$) y una disminución de las precipitaciones de 0,9 mm ($p = 0,43$).

En cuanto a los cambios en los picos de migración, se ha encontrado un adelanto de 16,65 días ($p < 0,001$) en primavera y de 15,85 días ($p = 0,24$) en otoño (Fig. 1A). Además, se ha obtenido una correlación inversa entre las temperaturas y la fecha de dichos picos en primavera ($\tau = -0,24$, $p = 0,020$) y otoño (Kendall $\tau = -0,40$, $p < 0,001$), y positiva en primavera con el nivel de agua de la laguna ($\tau = 0,36$, $p < 0,001$).

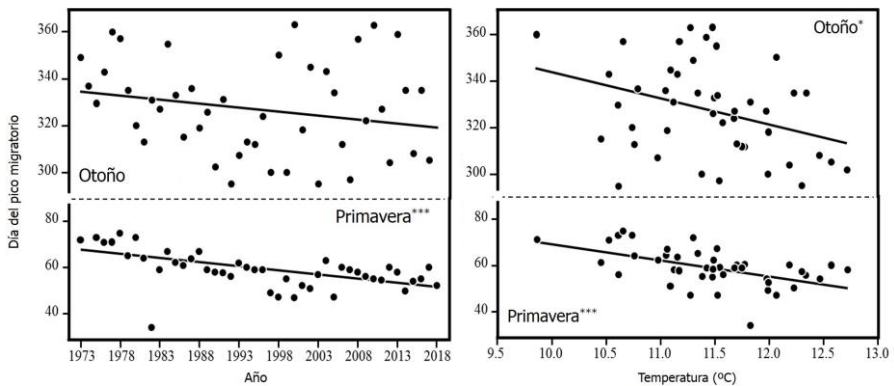


Fig. 1. A) Izq. Fecha del máximo de grullas en otoño (arriba) y primavera (abajo). B) Der. Correlación fecha del máximo de grullas y temperatura en otoño y primavera.

Por último, se ha observado una correlación positiva entre el número máximo estandarizado de grullas en otoño y la profundidad de la laguna ($\tau = 0,38$, $p = 0,002$) para el periodo 1983 – 2018 (Fig. 2), mientras que la correlación era negativa entre la proporción de aves de invernada y el nivel de la laguna ($\tau = -0,35$, $p = 0,004$).

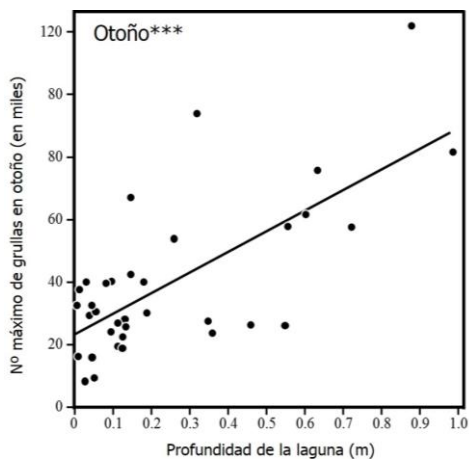


Fig. 2. Correlación entre el nº de grullas en otoño y la profundidad.

Discusión y conclusiones

El número de grullas observadas en Gallocanta ha aumentado incesantemente desde los años 70 hasta convertirse en el ave emblemática de la zona. Este trabajo permite confirmar que la fenología de la Grulla Común está influenciada por la temperatura, produciéndose un adelanto de los picos migratorios de 11,6 días por cada grado centígrado de aumento en primavera y de 10,4 días en otoño. En ambos casos estos valores han sido mucho más altos que los encontrados en otras especies de aves (Usui et al. 2017). Los resultados demuestran que temperaturas más altas favorecen el adelanto migratorio hacia el norte (3, 1 días por década), estos adelantos son similares a los de la especie en otros puntos de la ruta occidental (Palm et al. 2009, Lundgren 2012). Este avance tiene implicaciones directas sobre la disponibilidad de

alimentos y la idoneidad de las zonas de cría e invernada (Day and Kokko 2015).

Por otra parte, la correlación positiva entre el número de grullas en otoño y el nivel de la laguna confirma la influencia de la presencia de agua sobre el número de aves, ya que estas encuentran en la laguna no solo un lugar donde beber, sino también un entorno protegido del exterior para la nidificación durante su paso.

Estos resultados sugieren que las variaciones relacionadas con cambios climáticos están alterando las condiciones ambientales y ecológicas en el entorno de Gallocanta. Dado que todo indica la continuación de dichos cambios a corto y medio plazo, se espera que sus consecuencias sigan afectando los procesos migratorios de la Grulla Común. No en vano, los resultados obtenidos en este trabajo, y en otros enfocados en otros pasos migratorios, sugieren que la especie se encuentra en pleno proceso de adaptación al cambio climático global. Una adaptación que, basándose en el número crecientes de aves, está siendo exitosa. No obstante, el contexto climático durante los próximos años podría potenciar la desertificación y secado de los humedales más meridionales de Europa, lo que implicaría la modificación de las rutas migratorias y una mayor alteración de los patrones fenológicos de la especie.

Referencias

- Alonso, J. C., Alonso, J. A. y Bautista, L. M. (1994). Carrying capacity of staging areas and facultative migration extension in common cranes. *J. Appl. Ecol.*, 31, 212–222.
- Alonso, J. A., Alonso, J. C. y Nowald, G. (2008). Migration and wintering patterns of a central European population of Common Cranes *Grus grus*. *Bird Study*, 55, 1–7.
- Bautista, L. M., Alonso, J. C. y Alonso, J. A. (1992). A 20-year study of wintering common crane fluctuations using time-series analysis. *J. Wildl Manage.*, 56, 563–572.
- Day, E. y Kokko, H. (2015). Relaxed selection when you least expected it: why declining bird populations might fail to respond to phenological

- mismatches. *Oikos*, 124, 62–68.
- Filippi-Codaccioni, O., Moussus, J.-P., Urcun, J.-P. y Jiguet, F. (2011). Advanced autumn migration of the Common Crane *Grus grus* over Western Pyrenean passes. *Acta Ornithol.*, 46, 37–45.
- Jorgensen, J. G. y Brown, M. B. (2017). Temporal Migration Shifts in the Aransas-Wood Buffalo Population of Whooping Cranes (*Grus americana*) Across North America. *Waterbirds*, 40, 195–206
- Knudsen, E. Lindén, A., Both, C., Jonzén, N., Pulido, F., Saino, N., Sutherland, W. J., Bach, L. A., Coppack, T., Ergon, T., Gienapp, P., Gill, J. A., Gordo, O., Hedenström, A., Lehikoinen, E., Marra, P. P., Møller, A. P., Nilsson, A. L., Péron, G., Ranta, E., Rubolini, D., Sparks, T. H., Spina, F., Studds, C. E., Sæther, S. A., Tryjanowski, P. y Stenseth, N. C. (2011). Challenging claims in the study of migratory birds and climate change. – *Biol. Rev.*, 86, 928–946.
- Lundgren, S. (2012). Cranes and climate change in Sweden. – En: Harris, J. (ed), Cranes, Agriculture and Climate Change. International Crane Foundation, 49–52.
- Prange, H. (2012). Reasons for changes in crane migration patterns along the west-European flyway. – En: Harris, J. (ed), Cranes, Agriculture and Climate Change. International Crane Foundation, 35–48.
- Palm, V., Leito, A., Truu, J. y Tomingas, O. (2009). The spring timing of arrival of migratory birds: dependence on climate variables and migration route. *Ornis Fennica*, 86, 97–108.
- Salmi, T., Määttä, A., Anttila, P., Ruoho-Airola, T. y Amnell, T. (2002). Detecting trends of annual values of atmospheric pollutants by the Mann-Kendall test and Sen's Slope estimates – The Excel Template application MAKESENSE. Finnish Meteorological Institute. Publications on Air Quality, 31, 1-35.
- Usui, T., Butchart, S. H. M. y Phillimore, A. B. (2017). Temporal shifts and temperature sensitivity of avian spring migratory phenology: a phylogenetic meta-analysis. *J. Anim. Ecol.*, 86, 250–261.

ZONAS DE RELEVO DE FALLA EN LA FOSA DEL
JILOCA (CORDILLERA IBÉRICA CENTRO-ORIENTAL)

Alba Peiro

Dpto. de Ciencias de la Tierra, Grupo Geotransfer - Instituto de Investigación
en Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza,
Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza
apeiro@unizar.es

Introducción: el trabajo previo a la tesis doctoral

Las zonas de relevo de falla, o estructuras de relevo, en contextos extensionales han sido ampliamente estudiadas desde que se definieron en el trabajo de Larsen (1988; e.g. Peacock, 2002; Fossen y Rotevatn, 2016). Esta tendencia ha continuado hasta día de hoy, donde los estudios más recientes muestran un interés creciente sobre la relación entre zonas de relevo de falla y reservorios, especialmente petrolíferos (Rotevatn *et al.*, 2007), y sobre su comportamiento durante los eventos sísmicos (Finzi y Langer, 2012). Sin embargo, su evolución estructural sigue regida en la literatura por el modelo establecido por Walsh y Watterson (1991). Éste incluye el desarrollo de una rampa de relevo (*soft linkage*) seguido de su ruptura por medio de una o varias *connecting faults* transversas a las principales (*hard linkage*; e.g. Peacock y Sanderson, 1994; Fossen y Rotevatn, 2016).

El trabajo realizado de manera previa a la tesis doctoral (mediante el Trabajo de Fin de Grado y de Máster), y que podrá ser incluido en la misma, aporta información sobre patrones estructurales de la fracturación diferentes a los ya establecidos para las zonas de relevo. Para ello, se han estudiado las tres zonas de

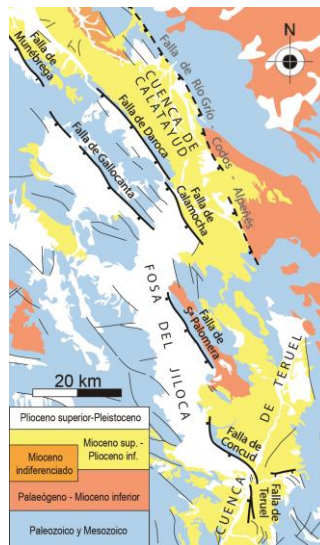


Figura 1. *Fosas de Teruel, Jiloca y Calatayud. Se señalan las fallas principales estudiadas en este trabajo.*

relevo que conforman el límite oriental de la Fosa del Jiloca, delimitadas por las fallas de Teruel, Concud, Sierra Palomera y Calamocha (Fig. 1). Todas ellas se disponen en relevo diestro con una dirección dominante NW-SE, y presentan evidencias de actividad reciente, sobre todo durante el Plioceno superior-Cuaternario. En este periodo, el campo extensional bajo el que se han movido es próximo a ‘radial’ o ‘multidireccional’ (σ_1 vertical; $\sigma_2 \approx \sigma_3$), con una dirección primaria de σ_3 cercana a WSW-ENE (Arlegui *et al.*, 2005, Liesa *et al.*, 2019).

Metodología

En cada zona de relevo, las principales series estratigráficas y las fallas se han cartografiado empleando fotos aéreas y ortoimágenes, obteniendo mapas de escala próxima a 1:160.000 y a 1:40.000. También se ha tomado como base la cartografía MAGNA.

El trabajo de campo ha permitido evidenciar la existencia de las estructuras de deformación y determinar la geometría y cinemática de algunas de ellas (longitud, dirección, buzamiento, ramificaciones, marcadores...). Asimismo, se han podido medir numerosas fracturas de escala centimétrica y decimétrica en 22 afloramientos situados en materiales neógenos y cuaternarios. De manera excepcional, también se realizaron varias campañas de prospección magnética en el sector norte de la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel, para localizar posibles rupturas en profundidad. El magnetómetro empleado es de efecto Overhauser (GSM-19) con GPS integrado.

Los datos de los afloramientos estudiados se han representado en forma de diagramas en rosa, la cual muestra las direcciones preferentes de la fracturación. Para ello se ha utilizado el software Stereonet. Los resultados se han sintetizado haciendo distinción entre tres escalas: (i) las fracturas y fallas menores a escala de afloramiento, medidas de manera directa, (ii) las fallas de escala cartográfica en la zona de relevo y (iii) las fallas principales que delimitan los relevos. Las direcciones de las dos últimas se han medido dependiendo de los cambios en la orientación de sus segmentos a lo largo de toda su longitud. Muchas de estas rupturas se han podido interpretar como tensionales (Modo 1), por lo que se infiere que las trayectorias de extensión son perpendiculares a la dirección de las estructuras.

Geometría y cinemática

La geometría y cinemática de la fracturación en la Fosa del Jiloca

Las principales fallas que conforman el límite oriental de la fosa están dispuestas en relevo diestro. Las zonas de relevo comprendidas entre ellas transfieren parte de la deformación mediante basculamientos, o *relay ramps* (lo que indica *soft linkage*; Walsh y Watterson, 1991), y mediante la fracturación reciente distribuida homogéneamente (Fig. 2A, B).

Como veremos en los siguientes apartados, estas rupturas son paralelas a la dirección de las fallas principales (NW-SE) o, mayoritariamente, perpendiculares a las direcciones primarias de σ_3 (NNW-SSE y NNE-SSW); en cualquier caso, este patrón de fracturas se ha clasificado como *along-strike* (Fig. 2A, B).

Las evidencias más importantes de fracturación transversal se han encontrado en la zona de relevo entre las fallas de Calamocha y Sierra Palomera, donde también hay otras fracturas *along-strike*.

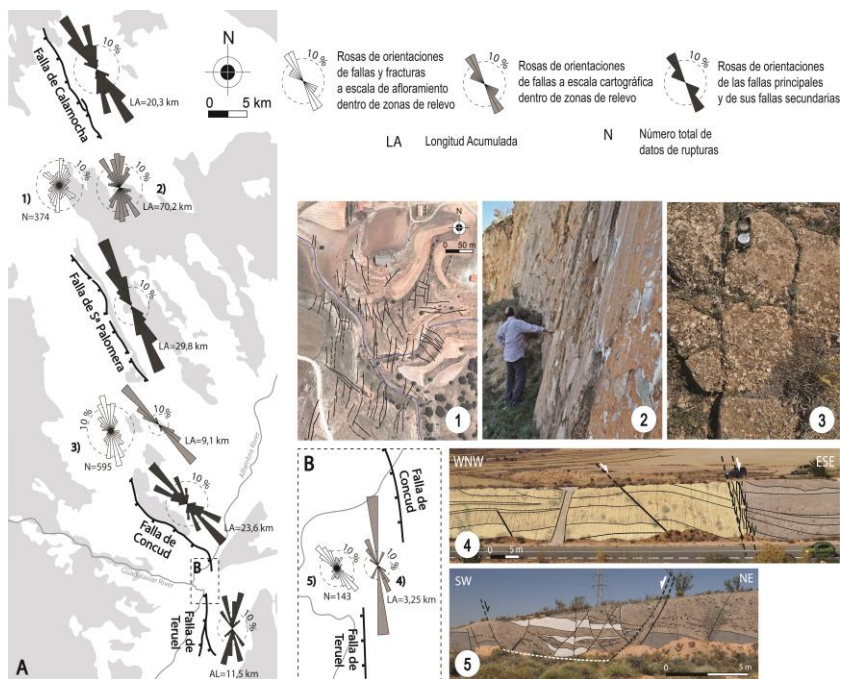


Figura 2. A) Orientaciones de la fracturación a diferentes escalas de la Fosa del Jiloca. B) Ampliación de las rosas de la fracturación en la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel. 1-5) Imágenes ampliadas de las fracturas a escala cartográfica (1 y 4; véase su localización en A y B) y de afloramiento (2, 3 y 5; véase su localización en A y B) en las tres zonas de relevo estudiadas, siendo la imagen 2 la Falla de Rubielos de la Cérda.

La zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel

Se trata de un área de aproximadamente 10 km² en la que un basculamiento hacia el N o NNW (*relay ramp*) acomoda la transferencia de desplazamiento entre ambas macroestructuras. Se trata de un área afectada por un conjunto de fallas y fracturas, mayormente orientadas NNW-SSE y, ocasionalmente, NNE-SSW, alineadas con la posible prolongación hacia el norte de la traza principal de la falla de Teruel (Fig. 2B; Peiro *et al.*, 2017; Peiro *et al.*, 2019).

Las unidades del Pleistoceno Medio y Superior del sector norte de la zona de relevo está afectado por una zona de falla NNE-SSW, varias fallas menores NNW-SSE y numerosas fracturas afectando al bloque levantado y al hundido de todo el conjunto (Imagen 4 en Fig. 2). Todas las fallas integradas producen un salto aparente total de unos 18 m en la base de la terraza (Peiro *et al.*, 2019).

En el sector de Las Ramblillas, al sur del anterior, se han observado tres fallas afectando tanto al Pleistoceno Medio como a los materiales villafranquienses subyacentes, todas ellas de dirección NNW-SSE (Fig. 2). Dos de estas fallas producen saltos aparentes métricos y decamétricos en la terraza pleistocena, basculando los bloques intermedios entre ellas. La más importante presenta una orientación 157, 48 W y estrías con cabeceo 70 S (Simón *et al.*, 2017). En la parte oriental aflora un tercer plano de rotura con un salto aparente de 3 m.

El sector sur de la zona de relevo muestra, por una parte, el Pleistoceno Medio desplazado por una posible falla con un salto mínimo de unos 7 m, con una estructura en *roll-over* asociada a su bloque hundido. Por otra parte, el Pleistoceno Superior está afectado por una zona de falla principal de dirección 138, 53 W y salto aparente mínimo de 2,4 m, así como por un conjunto de fallas y fracturas menores sintéticas y antitéticas (Imagen 5 en Fig. 2).

Dos fallas de dirección NNW-SSE, alineadas con la hipotética prolongación hacia el norte de la falla de Teruel, han sido inferidas a partir de las campañas de geofísica llevadas a cabo en el sector norte de la zona de relevo (Peiro *et al.*, 2017).

La zona de relevo entre las fallas de Sierra Palomera y Concul

De mayor extensión, dicha zona de relevo presenta un suave basculamiento correspondiente a una estructura *relay ramp*, afectada por numerosas fracturas repartidas de manera homogénea por los materiales neógenos predominantes.

Los conglomerados del Mioceno superior están desplazados tanto por fracturas primarias N-S como por fracturas secundarias E-W (Imagen 3 en Fig. 2). Familias de fallas y fracturas orientadas próximas a N-S afectan diferentes unidades mio-pliocenas. Aquellas unidades pertenecientes al Plioceno superior presentan fracturación NNW-SSE a N-S y están cubiertas por el Villafrankense afectado por fracturas NNW-SSE (Simón, 1983).

La cartografía de la fracturación de los afloramientos miocenos, realizada por Ezquerro (2017), presenta dos patrones: un predominio de la dirección N-S en el centro de la zona de relevo, y una orientación clara NW-SE en el sector correspondiente a la propagación de la falla de Sierra Palomera hacia el sur.

Las fallas cartográficas de mayor escala se localizan en la parte norte de la zona de relevo y afectan mayoritariamente a materiales paleógenos. Presentan evidencias de actividad reciente, como son los abanicos cuaternarios que parten de sus escarpes de falla y, de nuevo, son estructuras alineadas con la dirección de la Sierra Palomera (Fig. 2A).

La zona de relevo entre las fallas de Calamocha y Sierra Palomera

El área delimitada por dichas fallas presenta las mismas características geométricas que la zona de relevo anterior, en lo que respecta a la extensión y la estructura de *relay ramp*. Asimismo, está afectada por fracturación reciente en su zona norte, donde predomina la serie neógena. Su zona sur, se caracteriza por el afloramiento de materiales mesozoicos y paleógenos. Es en este sector donde existe un importante sistema de *horst* y *graben* de dirección N-S, denominado como *valles tectónicos* (Gutiérrez *et al.*, 2008). Son estructuras recientes, con rellenos cuaternarios delimitados por planos de falla degradados (véase la falla de Rubielos de la Cérda; Imagen 2 en Fig. 2).

Los afloramientos estudiados en los materiales neógenos del sector norte presentan fallas menores y fracturas orientadas NE-SW y su

perpendicular. Estas rupturas transversales: (i) se sitúan cercanas a la falla de Bañón, por lo que podrían estar influenciadas por su dirección, (ii) rodean otro afloramiento con fracturación en dirección NW-SE, que podría no haber registrado esa influencia de la falla de Bañón, y (iii) solamente afectan al sector norte y no parece que se propaguen hacia el sur. Existe otro afloramiento de materiales neógenos afectados por numerosas fracturas y fallas menores (Imagen 1 en Fig. 2). Son rupturas mayormente paralelas a la dirección de la falla de escala macroestructural que se encuentra más cercana, que es NNE-SSW.

Existen abanicos aluviales cuaternarios asociados a algunas de las fallas de escala cartográfica que se extienden hacia el centro de la fosa del Jiloca. Uno de ellos está fracturado de manera dispersa con un cierto dominio de la dirección NW-SE y NNW-SSE.

Patrones de fracturación

A partir de la información obtenida en la revisión bibliográfica (tanto en las descripciones como en la observación gráfica y cartográfica) y en el análisis del caso de estudio, se ha podido realizar una clasificación preliminar de los patrones de fracturación en los procesos de unión por *hard-linkage*, así como en un estadio previo (Fig. 3).

En la literatura, por una parte, es muy común encontrar descripciones basadas en el modelo clásico de *hard-linkage* de Walsh y Watterson (1991), en el que la unión se lleva a cabo mediante una *connecting fault* transversa (Fig. 3c). En ciertos casos también se describen varias fallas y fracturas que conectan las fallas mayores (Fig. 3d) o, en otros pocos, de prolongaciones oblicuas de las fallas principales (Fig. 3g). Por otra parte, es en estos mismos artículos donde los gráficos y cartografías muestran más casos de los descritos como propagación oblicua (Fig. 3g), así como numerosos casos de propagaciones a través de las fracturas distribuidas (Fig. 3h,k).

En el caso de las zonas de relevo de la fosa del Jiloca, éstas se encuentran en un estadio intermedio entre la independencia y la coalescencia. En concreto, se han descrito numerosos casos de fracturas ligeramente oblicuas o paralelas a las fallas (Fig. 3f,j), dependiendo de la influencia que tengan la herencia estructural y el campo de esfuerzos. Estas fallas en relevo no se espera que lleguen a unirse por *connecting faults*

transversales (Fig. 3c), sino por la propagación *along strike* de una de ellas hasta conectar con la otra mediante una unión de bajo ángulo (Fig. 3h,k).

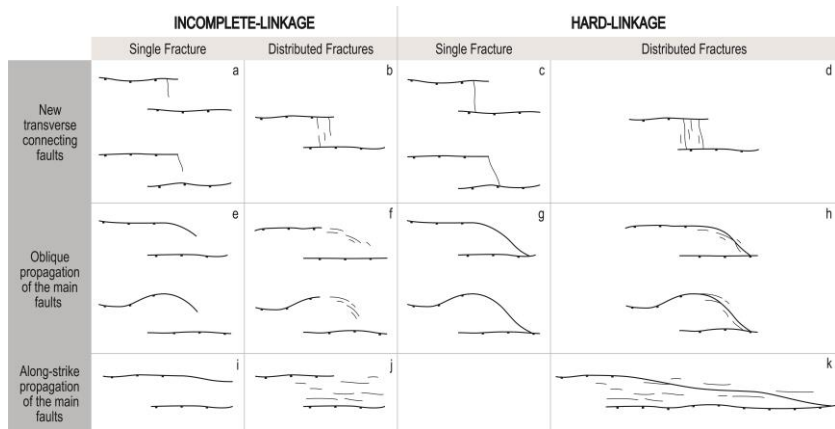


Figura 3. Clasificación provisional de los patrones de fracturación en los estadios de unión entre fallas (hard-linkage) y en un estadio previo.

Trabajo futuro: la temática de la tesis doctoral

Este trabajo contribuye a conocer los mecanismos de interacción de fallas extensionales en relevo, siendo éste uno de los objetivos de la tesis doctoral en la que se engloba. Asimismo, otros objetivos de la futura investigación son: a) completar el estudio estructural y paleosismológico de fallas activas aún no bien conocidas en el sistema de fosas de Teruel-Jiloca (Sierra Palomera, Calamocha, Daroca y Codos; Fig. 1). b) Integrar esos resultados con la información disponible sobre fallas activas (Concud, Teruel, Valdecebro, Munébrega; Fig. 1) en un modelo que represente el estado tectónico actual de la región. c) Aplicar dichos resultados a la evaluación de la peligrosidad sísmica de la región.

Referencias

- Arlegui, L.E., Simón, J.L., Lisle, R.J., Orife, T. (2005): Late Pliocene-Pleistocene stress field in the Teruel and Jiloca grabens (eastern Spain): contribution of a new method of stress inversion. *Journal of Structural Geology*, 28: 1019-1027.
- Ezquerro, L. (2017): El sector norte de la cuenca neógena de Teruel: tectónica, clima y sedimentación. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 494 p.
- Finzi, Y., Langer, S. (2012): Damage in step-overs may enable large cascading earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 39 (en prensa). DOI: 10.1029/2012GL052436
- Fossen, H., Rotevatn, A. (2016): Fault linkage and relay structures in extensional settings-A review. *Earth-Science Reviews* 154, 14-28.
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., Gracia, F.J., McCaig, J.P., Lucha, P., Guerrero J. (2008): Plio-Quaternary extensional seismotectonics and drainage network development in the central sector of the Iberian Chain (NE Spain). *Geomorphology*, 102: 21-42.
- Larsen, P.H. (1988): Relay structures in a Lower Permian basement-involved extension system, East Greenland. *Journal of Structural Geology*, 10: 3-8.
- Liesa, C.L., Simón, J.L., Ezquerro, L., Arlegui, L.E., Luzón, A. (2019): Stress evolution and structural inheritance controlling an intracontinental extensional basin: The central-northern sector of the Neogene Teruel Basin. *Journal of Structural Geology* 118, 362-376.
- Peacock, D.C.P. (2002): Propagation, interaction and linkage in normal fault systems. *Earth-Science Reviews* 58, 121-142.
- Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J. (1994): Geometry and development of relay ramps in normal fault systems. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 78, 147-165.
- Peiro, A., Simón, J.L., Liesa, C.L. (2017): New evidence of recent fracturing at the relay zone between the Concud and Teruel faults (eastern Iberian Chain). *Geogaceta*, 62: 31-34.
- Peiro, A., Simón, J.L., Román-Berdiel, T. (2019): Zonas de relevo de falla en el margen oriental de la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica): geometría, cinemática y modelización analógica. *Boletín Geológico y Minero*, 3 (sometido).

- Rotevatn, A., Fossen, H., Hesthammer, J. (2007): Are relay ramps conduits for fluid flow? Structural analysis of a relay ramp in Arches National Park, Utah. Geological Society of London, Special Publications, 270: 55-71.
- Simón, J.L. (1983): Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. Teruel, 69: 21-97.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Lafuente, P., Liesa, C.L., Luzón, A. (2017): Structure and paleoseismology of the Teruel Fault: dynamic interaction and strain partitioning with the Concud Fault (eastern Iberian Chain, Spain). Journal of Structural Geology (en prensa). DOI: 10.1016/j.jsg.2017.08.003
- Walsh, J.J., Watterson, J. (1991): Geometric and kinematic coherence and scale effects in normal fault systems. Geological Society of London, Special Publications, 56: 193-203.

EVOLUCIÓN DE FACIES EN LOS DOMINIOS SOMEROS DE UNA RAMPA CARBONATADA (JURÁSICO SUPERIOR, CORDILLERA IBÉRICA)

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 al final del Jurásico en la Cuenca Ibérica implicó la reducción de la extensión de las plataformas de tipo rampa, de manera que a partir del Kimmeridgiense superior estas quedaron abiertas sólo hacia los dominios tetisianos. 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 Formación Higueruelas (Aurell y Meléndez, 1986, 1987; Ipas et al., 2004; Aurell et al., 2010). 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).

Diversos estudios en plataformas carbonatadas similares han puesto de manifiesto la compleja distribución que presentan las facies en este tipo de ambientes, consecuencia de la actuación de diversos procesos tanto internos como externos a la plataforma (e.g., Rankey, 2002; Strasser y Vêdrine, 2007). Asimismo, los componentes que definen un determinado cinturón de facies pueden variar lateralmente de manera significativa, e incluso desarrollarse mosaicos de facies en determinadas zonas de la plataforma (e.g., Bádenas et al., 2010; Tomás et al., 2010; Amour et al., 2013; San Miguel et al., 2017; Tomassetti et al., 2018). 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 caracterizar en detalle la distribución de facies y evolución sedimentaria de las zonas someras de una rampa carbonatada de finales del Kimmeridgiense, representada en los materiales de la Fm. Higuieruelas, en los afloramientos situados entre las localidades de Muel y Aguilón (sur de Zaragoza), así como determinar qué factores han podido intervenir en la distribución de dichas facies y su evolución en el tiempo.

Metodología y resultados

Este trabajo se centra en el estudio en detalle de los 40 a 80 metros de potencia que alcanza la Fm. Higuieruelas en los afloramientos situados entre las localidades de Muel y Aguilón, abarcando una extensión de 20 x 30 km el área de estudio. El análisis de facies se ha llevado a cabo a partir del estudio capa a capa de 21 perfiles estratigráficos combinado con el estudio petrográfico de 1200 secciones pulidas y 300 láminas delgadas. La correlación de los perfiles se establece en tres secciones orientadas este-oeste (relación proximal-distal), y se determina como superficies *datum* por un lado la discontinuidad regional marcada por el límite entre la Fm. Higuieruelas y su unidad infrayacente (Fm. Loriguilla), y por otro la discontinuidad a techo que marca el depósito de materiales siliciclásticos. Dentro de la unidad, se han podido identificar y correlacionar nueve unidades sedimentarias limitadas por superficies bien marcadas y continuas a escala de afloramiento. Las relaciones laterales y verticales de las facies observadas en cada una de estas unidades sedimentarias, junto con sus características petrográficas y sedimentológicas, han constituido una herramienta fundamental para la interpretación del ambiente de depósito.

Se han definido un total de 19 facies, agrupadas en tres conjuntos en función de los componentes predominantes: facies dominadas por peloides y ooides, facies dominadas por oncoides, y facies dominadas por estromatopóridos, chaetétidos y corales. Dichas facies abarcan desde ambientes de rampa interna (llanura de mareas, *lagoon*, *backshoal/washover*, bajío) a zonas de rampa media (*foreshoal* y *offshore*). La abundancia relativa que presentan estas facies, así como su distribución espacial observada

en las sucesivas unidades sedimentarias, ha permitido elaborar dos modelos sedimentarios correspondientes a dos etapas de sedimentación de la rampa carbonatada: la primera etapa corresponde al depósito de las unidades 1 a la 4, y se caracteriza por el predominio de facies oncolíticas y peloidales-oolíticas. Se desarrolla un bajío peloidal-oolítico que prograda hacia el este-sureste, mostrando variaciones significativas tanto en su extensión lateral como en la distribución de componentes, pues da paso lateralmente a un bajío oncolítico, dominado por oncoides micríticos de pequeño tamaño. Dicho bajío actúa de barrera para el oleaje, permitiendo el desarrollo de un *lagoon* protegido en zonas internas dominado por oncoides microbiales de gran tamaño, que transiciona a facies de *backshoal/washover* peloidales-oolíticas y localmente oncolíticas, caracterizadas en este caso por oncoides más pequeños que presentan alternancia de láminas micríticas y microbiales. Se desarrollan también praderas de estromatopóridos con una distribución en mosaico tanto en el *lagoon* como en el *backshoal*. En las zonas más proximales de la rampa interna se desarrolla un medio de llanura de mareas, representado por facies peloidales con porosidad fenestral. Dichas facies pueden también hallarse como parches sobre los depósitos de *backshoal/washover* y sobre el bajío, por exposición subaerea local del sedimento. En zonas relativamente proximales de la rampa media crecen montículos arrecifales con una distribución preferencial, constituidos principalmente por chaetétidos, estromatopóridos y corales, dando paso a facies granosostenidas peloidales y localmente oncolíticas del *foreshoal*, o bien facies peloidales-bioclásticas granosostenidas a fangosas del ambiente de *offshore* proximal. Escasos peloides y bioclastos caracterizan las facies fangosas de las zonas distales del ambiente de *offshore*.

Durante el depósito de las unidades 5 a la 9 tiene lugar un cambio importante en las condiciones de sedimentación, dando lugar a una plataforma dominada prácticamente por facies peloidales y oolíticas, con la total desaparición de facies dominadas por estromatopóridos en las zonas internas y el desarrollo de un extenso *lagoon* restringido, que da paso a un dominio de *backshoal* dominado por depósitos de tormenta (i.e. facies intraclásticas) y bajíos peloidales.

Tanto la distribución de facies como su evolución en el tiempo ha estado controlada por la actuación de diversos factores tanto externos como internos a la plataforma. La tendencia somerizante que refleja la evolución de las facies es consecuencia de una bajada relativa del nivel del mar de largo término que afectó al depósito de estos materiales durante el Kimmeridgiense, y que es responsable de la generación de condiciones más restringidas en zonas internas de la plataforma. Asimismo, variaciones en las condiciones hidrodinámicas (oleaje y tormentas) y en la topografía deposicional controlaron los cambios significativos que se observan en cuanto a extensión de facies y distribución de componentes. Los bajos peloidales y oolíticos representan los subambientes más energéticos de la rampa, mientras que los bajos dominados por oncoides pudieron desarrollarse en zonas lateralmente más deprimidas a éstos. En las zonas internas, condiciones de baja energía y de salinidad normal favorecieron el extenso crecimiento microbial que caracteriza los oncoides del *lagoon* protegido, así como la presencia de parches de estromatopóridos, mientras que fluctuaciones en la salinidad, energía y aportes siliciclásticos dieron lugar al desarrollo de un extenso *lagoon* restringido dominado por peloides y ooides, así como a la desaparición de las facies oncolíticas y de las praderas de estromatopóridos.

La distribución de facies resultante en esta rampa carbonatada, representada en los dos modelos sedimentarios propuestos, tiene importantes aplicaciones en el estudio e interpretación de ambientes similares en plataformas carbonatadas. En particular, los datos que se aportan en este trabajo permiten una descripción detallada de la distribución y extensión lateral de facies granosostenidas peloidales-oolíticas, oncolíticas y ricas en estromatopóridos, de gran interés en la caracterización de reservorios carbonatados.

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.
- Amour, F., Mutti, M., Christ, N., Inmenhauser, A., Benson, GS., Agar, SM., Tomás, S., Kabiri, L. (2013) Outcrop analog for an oolitic carbonate reservoir: A scale-dependent geologic modelling approach based on stratigraphic hierarchy. *AAPG* 97 (5), 845-871.
- Aurell, M., Meléndez, A., 1986. Sedimentología de la Formación Calizas con oncolitos de Higuieruelas (Malm) en la región de Muel-Belchite (Provincia de Zaragoza). *Acta Geológica Hispánica* 21-22, 307-312.
- Aurell, M., Meléndez, A., 1987. Las bioconstrucciones de corales y sus facies asociadas durante el Malm en la Cordillera Ibérica Central (prov. de Zaragoza). *Estudios Geológicos* 43, 261-269.
- Aurell, M., Bádenas, B., Ipas, J., Ramajo, J., 2010. Sedimentary evolution of an Upper Jurassic epeiric carbonate ramp, Iberian Basin, NE Spain. En: Van Buchem, F.S.P., Gerdes, K.D., Esteban, M. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and Diagenetic Reference Models*. *Geol. Soc. London Spec. Public.* 329, pp. 89-111.
- Bádenas, B., Aurell, M., Bosence, D. (2010) Continuity and facies heterogeneity of shallow carbonate ramp cycles (Sinemurian, Lower Jurassic, North-east Spain): *Sedimentology* 57, 1021-1048.
- 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.

- San Miguel, G., Aurell, M., Bádenas, B. (2017) Occurrence of high-diversity metazoan- to microbial-dominated bioconstructions in a shallow Kimmeridgian carbonate ramp (Jabaloyas, Spain). *Facies* 63, 13.
- Strasser, A., Védérine, S. (2009) Controls on facies mosaics of carbonate platforms: a case study from the Oxfordian of the Swiss Jura. En: *Special Publication of the Int. Assoc. Sediment.* 41, 199-213.
- Tomás, S., Zitmann, M., Homman, M., Rumpf, M., Amour, F., Benisek, M., Marcato, G., Mutti, M., Betzler, C. (2010) From ramp to platform: building a 3D model of depositional geometries and facies architectures in transitional carbonates in the Miocene, northern Sardinia. *Facies* 56, 195-210.
- Tomassetti, L., Petracchini, L., Brandano, M., Trippetta, F., Tomassi, A. (2018) Modeling lateral facies heterogeneity of an upper Oligocene carbonate ramp (Salento, southern Italy). *Mar. Pet. Geol.* 96, 254-270.