

10



**Conferencias y
Seminarios
del Doctorado en
Geología**

Curso 2019/2020

XII CICLO DE CONFERENCIAS Y SEMINARIOS DOCTORADO EN GEOLOGÍA CURSO 2019/2020

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



Departamento de
Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza



**Universidad
Zaragoza**



Facultad de Ciencias
Universidad Zaragoza



Escuela de Doctorado
Universidad Zaragoza



Instituto Universitario de Investigación
en Ciencias Ambientales
de Aragón
Universidad Zaragoza

©Los autores

ISBN 978-84-18321-03-0

Fotografía de la portada: Las calizas masivas del final del Jurásico (Kimmeridgiense superior, Formación Higuieruelas) forman un pronunciado escarpe en el entorno del embalse de Mezalocha. En segundo término se observan las muelas formadas por las arcillas, yesos y calizas del Mioceno de la Cuenca del Ebro. Fotografía cedida por Cristina Sequero.

Editado por el Departamento de Ciencias de la Tierra
Universidad de Zaragoza
Edificio de Geológicas
C/ Pedro Cerbuna, 12
50009 Zaragoza, España



Servicio de
Publicaciones
Universidad Zaragoza



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

Índice

Presentación

Resúmenes de las ponencias: Ciclo de seminarios 2018-2019

Juan Luis Bernal Wormull: CAMBIOS CLIMÁTICOS ABRUPTOS OCURRIDOS DURANTE LOS ÚLTIMOS 20000 AÑOS REGISTRADOS EN ESTALAGMITAS DEL NORTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA13

Nerea Santos Bueno: EL CENOZOICO EN EL SUR DEL SINCLINAL DE LA CABOTA (NIGÜELLA): CARACTERES SEDIMENTARIOS.....25

Rosibeth Toro Mora: MODELADO ESTRUCTURAL 3D Y 4D DE LA ZONA OCCIDENTAL PIRENAICA ENTRE LOS RÍOS ARAGÓN SUBORDÁN E IRATI, (HUESCA – NAVARRA, ESPAÑA), CON FINES DE APROVECHAMIENTO GEOTÉRMICO.....35

Alejandra Vicente de Vera García: DINÁMICA SEDIMENTARIA Y PRODUCTIVIDAD DEL IBÓN DE ACHERITO DURANTE LOS ÚLTIMOS 1600 AÑOS45

DOCTORADO EN GEOLOGÍA

-Departamento responsable:

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

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

<http://cienciatierra.unizar.es>

-Coordinador del Doctorado:

Marcos Aurell Cardona (maurell@unizar.es)

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

-TITULARES

Gloria Cuenca Bescós-Área de Paleontología	cuencag@unizar.es
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 XII ACTIVIDADES DEL PROGRAMA DE DOCTORADO EN GEOLOGÍA DEL CURSO 2019-2020

Marcos Aurell Cardona, coordinador

Dirección: maurell@unizar.es

Durante el curso 2019/20 se ha desarrollado la Duodécima Edición de las Actividades propias del Programa de Doctorado de Geología (PDG). Siguiendo la tradición de años anteriores, en este volumen se publican resúmenes de los trabajos en los que los doctorandos exponen los resultados obtenidos durante la realización de su Tesis Doctoral.

A inicios de curso se programó un ciclo de conferencias, impartidos por investigadores y profesionales de cada una de las seis áreas de conocimiento del PDG. Las fechas, títulos y ponentes de las conferencias, se puede consultar en el cartel que reproducimos en la siguiente página. El ciclo de conferencias se desarrolló con normalidad y de forma presencial hasta Marzo, momento en el que tuvimos que vernos confinados a causa del COVID-19. 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.

También se pudo realizar de forma presencial, por segundo año consecutivo, una salida de campo del 17 de Octubre de 2019, en la que 5 doctorandos mostraron los avances de su investigación. Visitamos diversos afloramientos por la parte central de la Cordillera Ibérica (ver cartel adjunto). La actividad tuvo un gran éxito de asistencia y fue del agrado de todos. Esperamos repetir la experiencia el curso siguiente.

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).

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



XII CICLO DE CONFERENCIAS EN GEOLOGIA (CURSO 2019/20)

28 de Noviembre 2019
SEBASTIAN GARGALLO Toro Clips SL
Del rojo al blanco: la mineralogía en el ejercicio de la profesión del geólogo

19 de Diciembre 2019
MIGUEL BARTOLOMÉ Museo Nacional de Ciencias Naturales (Madrid)
Cómo datar el Cuaternario y no desfallecer en el intento

9 de Enero 2020
PATRICIA LARREA Universidad de Chile, Santiago (Chile)
Volcanes monogénicos en Michoacán-Guanajuato (México): génesis, peligros y arqueología

13 de Febrero 2020
MIGUEL ÁNGEL RODRIGUEZ-PASCUA IGME (Madrid)
El sismógrafo no es suficiente: el registro geológico de terremotos

12 de Marzo 2020
GAO SAN MIGUEL TOTAL Research & Exploration Center (Pau, Francia)
Exploración en hidrocarburos: geología multidisciplinar en un ambiente multicultural

2 de Abril 2020
EDUARDO PUÉRTOLAS Universidade Nova de Lisboa (Portugal)
Cuando los cocodrilos habitaban Iberia

Departamento de Ciencias de la Tierra
 Universidad Zaragoza

Facultad de Ciencias
 Universidad Zaragoza

* Coordina: Programa de Doctorado en Geología UZ



EXPOSICIONES DE TRABAJOS DE DOCTORADO EN EL CAMPO
 Jueves, 17 de Octubre de 2019

* Salida en Autobús a las 8:00 (Interfacultades), 17 de Octubre
 * Comida en Calamocha, regreso en torno a las 18:00

Parada 1: Alcalá de Ebro (9:00)
JORGE SEVIL
 Laboratorio sobre la dolina de la ínsula Barataria

Parada 2: Valdeferro (10:00)
JAVIER GRACIA
 Zaragoza: Geología vs Desarrollo Urbano

Parada 3: Nigüella (11:30)
NEREA SANTOS
 El Cenozoico al sur del Sinclinal de la Cabota (Nigüella)

Parada 4: Mezalocha (13:00)
CRISTINA SEQUERO
 Sedimentación carbonatada somera a finales del Jurásico

Parada 5: Calamocha (16:00)
ALBA PEIRO
 La falla activa de Calamocha

Escuela de Doctorado
 Universidad Zaragoza

Departamento de Ciencias de la Tierra
 Universidad Zaragoza

* Asistencia abierta alumnos/profesores del PD/Master Geología
 * Inscripción: maurell@unizar.es

RESÚMENES DE LAS PONENCIAS DEL
CICLO DE SEMINARIOS
2019/2020
DOCTORADO EN GEOLOGÍA

CAMBIOS CLIMÁTICOS ABRUPTOS OCURRIDOS DURANTE LOS ÚLTIMOS 20000 AÑOS REGISTRADOS EN ESTALAGMITAS DEL NORTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Juan Luis Bernal Wormull

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

Introducción

Durante la última deglaciación, la interconexión de varios elementos del sistema climático interactuó con cambios a gran escala que condujeron al final del último período glacial (Alley & Clark, 1999), y que posteriormente dieron paso al inicio de lo que hoy conocemos como el Holoceno, el cual aparenta ser un periodo cálido y climáticamente estable en comparación con periodos glaciales más antiguos, teniendo en cuenta que la evolución no fue lineal, sino que mostró varias oscilaciones como resultado de distintos mecanismos de forzamiento climático (Mayewski et al., 2004; O'Brien et al., 1995).

Las variaciones en la circulación de vuelco meridional del Atlántico (AMOC) desencadenaron periodos con presencia de cambios abruptos durante la última deglaciación (Muschitiello et al., 2019), tales como el interstadial de Groenlandia 1 (GI-1) y el estadal de Groenlandia 1 (GS-1). En cambio, el Holoceno viene a ser un periodo más estable en términos de cambios climáticos drásticos (Mayewski et al., 2004). A pesar de esto, este intervalo presenta destacados “eventos” climáticos cortos que han sido registrados en varios proxies, pero con incertidumbres cronológicas de unos pocos siglos que han limitado la capacidad de correlacionarlos.

La Península y margen Ibérico han proporcionado importantes registros paleoclimáticos de la última deglaciación y el Holoceno, tanto de forma marina como terrestre (Ausín et al., 2019; Cacho et al., 2001; García-Ruiz et al., 2016; González-Sampériz et al., 2006; Martrat et al., 2007; Morellón et al., 2009). En las últimas dos décadas los espeleotemas han ganado bastante terreno debido a la precisión cronológica que pueden alcanzar a través del método U/Th y su sensibilidad isotópica a cambios ambientales. Trabajos con espeleotemas en los pirineos (Bartolomé et al., 2015) y el norte de España (Baldini et al., 2015; Moreno et al., 2010; Rossi et al., 2018), han identificado las fluctuaciones climáticas rápidas que se han llevado a cabo durante la última deglaciación, principalmente a través del análisis de las variaciones del $\delta^{18}\text{O}$ y/o $\delta^{13}\text{C}$. Los registros que cubren este periodo han demostrado estar influenciados por distintas variables paleoambientales, tales como la temperatura (Baldini et al., 2015; Bartolomé et al., 2015), la humedad y cantidad de precipitación (Moreno et al., 2010).

Por otro lado, los registros de espeleotemas que abarcan el Holoceno han demostrado estar afectados por los eventos paleoclimáticos documentados en testigos de hielo de Groenlandia (Domínguez-Villar et al., 2008; Martín-Chivelet et al., 2011) tales como el “8.2 kyr event” (Domínguez-Villar, 2012). Una de las problemáticas actuales en el trabajo con espeleotemas es que todavía faltan registros continuos, bien datados y de alta resolución al sur de Europa que cubran continuamente los últimos 20000. Una segunda problemática es que no existe consenso en las interpretaciones de las concentraciones de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ durante este intervalo de tiempo en los registros de estalagmitas de la región.

El objetivo principal en este trabajo es presentar estalagmitas de dos cuevas que replican un claro registro regional de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de entre 20 ka AP y el reciente. Estos nuevos espeleotemas de los Pirineos occidentales, representan una oportunidad única para discernir la respuesta en el sur de Europa a los cambios paleoclimáticos que se enmarcan durante el Holoceno y la última deglaciación con una notable precisión cronológica.

Zona de estudio

Este trabajo se centra en el estudio de dos cavidades: la Cueva Mendukilo y la Cueva Ostolo. Ambas se localizan dentro de la zona norte de la provincia de Navarra, norte de España (Fig. 1). Las cuevas están a solo 30 km de distancia entre sí y en una región caracterizada por un clima oceánico (tipo Cfb de la clasificación climática de Köppen) con una influencia dominante del Atlántico, con veranos templados (promedio de 18-20 °C) y lluvia distribuida durante todo el año, y sin estación seca. La precipitación media anual es significativa, rondando a los 1400 mm y superior en algunos casos a 2000 mm.

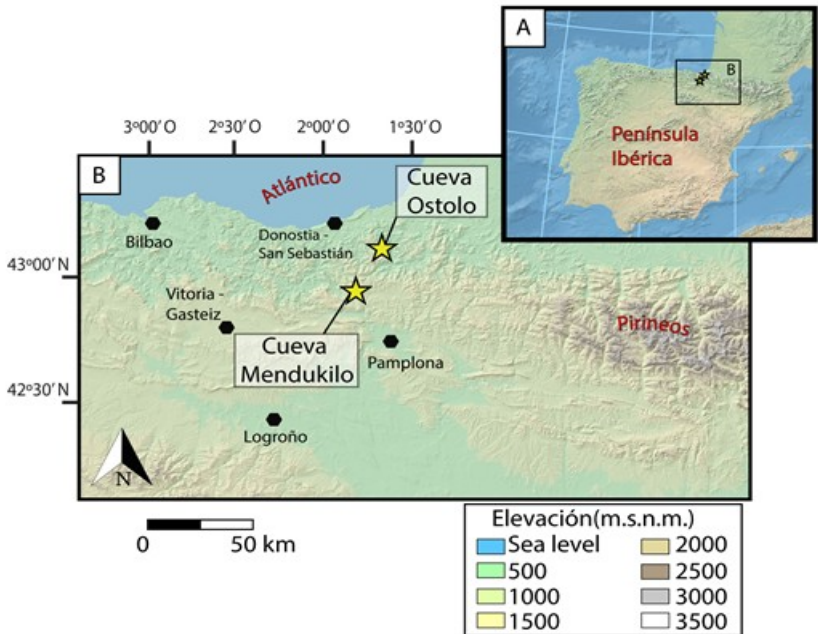


Figura 1. Mapa de localización de las cuevas de estudio para este trabajo (Ostolo y Mendukilo).

La cueva Mendukilo se encuentra a 750 m.s.n.m. en tierras del consejo de Astitz (valle de Larraun, Navarra), en las faldas de la zona oriental de la Sierra de Aralar (42°58'25"N, 1°53'45"W). La geología de la zona está conformada por calizas arrecifales de abundante contenido fósil del cretácico inferior (Urgoniano, Albiano-Aptiano). Esta es una cueva turística abierta al público y que se ubica en lugar de importancia comunitaria (LIC). Morfológicamente, la cueva presenta un desnivel de unos 100 m, un desarrollo total de aproximadamente 450 m y está compuesta por 6 salas principales con una morfología descendente.

Por otro lado, la Cueva Ostolo se encuentra a 248 m.s.n.m. en el valle del río Bidasoa (43°11'16"N, 1°43'56"W) cerca del pueblo de Arantza y a unos 30 km al sureste de la costa atlántica. La cavidad se desarrolla en calizas carboníferas correspondientes al Macizo Vasco que se encuentra en la parte más oriental de la cordillera Cantábrica (Cordillera Vasca), Pirineos occidentales. La cavidad tiene 631 m de largo y muestra una extensión vertical de 39 m.

Metodología

Para la realización de este trabajo se muestrearon 6 estalagmitas: MEN2, MEN3 y MEN5 (Cueva de Mendukilo); OST1, OST2 y OST3 (Cueva de Ostolo). Las estalagmitas se seccionaron a lo largo de su eje de crecimiento central para obtener dos mitades por estalagmita, que posteriormente se pulieron. Una de las mitades se utilizó para obtener resultados cronológicos e isotópicos, mientras que las otras mitades se guardan como archivo.

Los análisis y la cuantificación de los isótopos de U y Th se realizaron utilizando un MC-ICP-MS (Thermo-Finnigan Neptune) en la Universidad de Xi'an y la Universidad de Minneapolis, siguiendo una metodología descrita anteriormente (Cheng et al., 2013). Se seleccionaron un total de 87 dataciones con edades de miles de años antes del presente (ka AP) para cubrir el intervalo de tiempo propuesto en los objetivos de esta tesis (últimos 20 ka AP).

Se analizaron un total de 1410 muestras de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ a lo largo del eje central de los espeleotemas. Los análisis isotópicos se realizaron en la Universidad de Innsbruck, utilizando un ThermoFisher Delta V Plus vinculado a un GasBench II, siguiendo la metodología descrita en (Spötl, 2011). La reproducibilidad a largo plazo (1 sigma) de los análisis $\delta^{18}\text{O}$ es 0.08 ‰ y 0.04 ‰ para $\delta^{13}\text{C}$ (Spötl, 2011). Todos los valores se informan cómo $\delta^{18}\text{O}$ 'per mille' (‰) y $\delta^{13}\text{C}$ 'per mille' (‰) con respecto al estándar Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB).

Resultados y discusiones

Los modelos de edad producidos en las estalagmitas de Ostolo muestran un período de crecimiento común durante gran parte de la última deglaciación (de 18.5 a 10.5 ka AP). En el caso de OST1 y OST2 el crecimiento es continuo, pero en OST3 el registro presenta dos hiatos (entre 16.3-14.3 ka AP y 12.8-11.5 ka AP). Por otro lado, las estalagmitas de Mendukilo registran rangos de tiempo que se superponen entre sí, cubriendo en su totalidad el Holoceno (MEN2, 6.3-12.7 ka AP; MEN3, 0-4.9 ka AP; MEN5, 0-8.8 ka AP). Por lo tanto, la cronología de este conjunto de estalagmitas permite un registro continuo y a una alta resolución (los errores en las dataciones no suelen superar los 70 años) durante los últimos 20 ka AP.

Los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ replicados en las estalagmitas de Ostolo (Fig. 2), demuestran que estos reflejan el clima en lugar de los efectos locales, eg. evaporación. Los perfiles $\delta^{18}\text{O}$ muestran un alto grado de correlación entre las tres estalagmitas, lo que sugiere que el fraccionamiento isotópico fue insignificante. Un rango isotópico $\delta^{18}\text{O}$ de más de 4 ‰ es común para OST1 y OST2 con valores negativos (-5 a -8.9 ‰) durante GS-1 y GS-2.1 (14.7-17.5 ka AP) y menos negativos (hasta -3.4 ‰) durante GI-1 y el inicio del Holoceno (Fig. 2). En cambio, OST3 muestra un rango más pequeño (menos de 3 ‰) y no creció durante los intervalos con los valores $\delta^{18}\text{O}$ más negativos cubiertos por las otras dos estalagmitas.

El alto grado de similitud entre el registro $\delta^{18}\text{O}_{\text{speleo}}$ de Ostolo y los testigos de hielo de Groenlandia (Fig. 2) es un fuerte apoyo para interpretar el registro $\delta^{18}\text{O}_{\text{speleo}}$ como una señal de temperatura, que refleja la evolución regional (Atlántico Norte) de temperatura del aire. En general, se identifican climas fríos durante los GS, mientras que el clima era más cálido durante el GI-1 y el Holoceno.

Por otro lado, el registro de $\delta^{13}\text{C}$ en Ostolo es difícil de interpretar. Sus valores son muy negativos durante el GS-2.1a y pasan rápidamente a ser positivos en el GI-1 (Fig. 2), lo que está en clara contraposición con lo registrado en otros espeleotemas del norte de España y el sur de Francia (Genty et al., 2006; Moreno et al., 2010). Esto permite dilucidar que este parámetro no estaría influenciado principalmente por la temperatura, sino que por más de otro factor paleoambiental (eg. Variaciones en la vegetación o las precipitaciones). El trabajo de monitorización de las variables ambientales en la cavidad que se está realizando actualmente (se espera contar con 3 años de datos) acompañado de otros análisis químicos en las estalagmitas (eg. Variación del C14) podrían dar indicios sobre cuáles serían los factores predominantes en la tendencia del $\delta^{13}\text{C}$ en Ostolo.

Los valores del $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en las estalagmitas de Mendukilo poseen una menor variabilidad, sobre todo en los valores del oxígeno (de 1 ‰ y 4 ‰ respectivamente). Al igual que en las estalagmitas de Ostolo, estos tres espeleotemas muestran un alto grado de correlación. Ambos parámetros isotópicos no siguen muy de cerca lo visto en el registro de testigos de hielo de Groenlandia, por lo que es probable que en este caso la temperatura no sea el factor principal en la variabilidad y exista más de un parámetro (eg. precipitación) influenciando la señal climática registrada en este trio de estalagmitas.

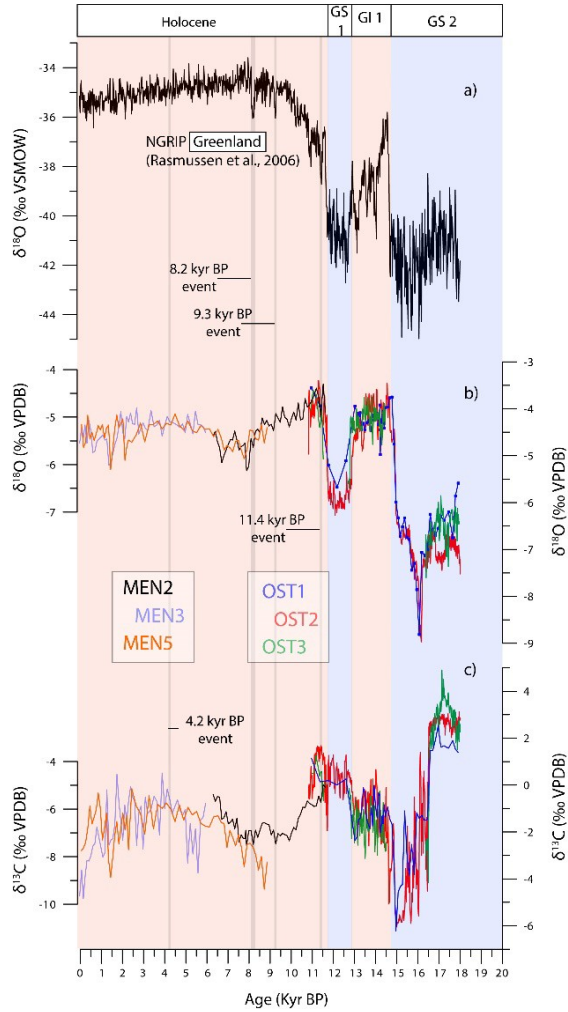


Figura 2. Los valores de a) $\delta^{18}O$ del registro de testigos de hielo de Groenlandia (NGRIP) comparados con los valores de b) $\delta^{18}O$ y c) $\delta^{13}C$ de los conjuntos de estalagmitas de la cueva Ostolo y la cueva Mendukilo para los últimos 20 ka AP.

Conclusiones

El registro de estalagmitas del norte de la península Ibérica presentado en esta ocasión permite, por primera vez a estas latitudes y a una alta precisión cronológica, identificar los cambios climáticos drásticos que se han sucedido durante los últimos 20000 años. Las estalagmitas de la cueva de Ostolo nos reportarían una influencia predominante de la temperatura en las variaciones del $\delta^{18}\text{O}$, siguiendo de cerca la variabilidad del registro de NGRIP. Por el otro lado el registro de $\delta^{18}\text{O}$ de la cueva de Mendukilo vendría destacando la menor variabilidad climática durante el Holoceno y con más de una probable influencia en la variabilidad en sus valores de $\delta^{13}\text{C}$ (eg. estacionalidad, precipitaciones, etc.).

Referencias

- Alley, R. B., & Clark, P. U. (1999). THE DEGLACIATION OF THE NORTHERN HEMISPHERE: A Global Perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 27(1), 149-182.
- Ausín, B., Haghpor, N., Wacker, L., Voelker, A. H. L., Hodell, D., Magill, C., Looser, N., Bernasconi, S. M., & Eglinton, T. I. (2019). Radiocarbon Age Offsets Between Two Surface Dwelling Planktonic Foraminifera Species During Abrupt Climate Events in the SW Iberian Margin. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 34(1), 63-78.
- Baldini, L. M., McDermott, F., Baldini, J. U. L., Arias, P., Cueto, M., Fairchild, I. J., Hoffmann, D. L., Matthey, D. P., Müller, W., Nita, D. C., Ontañón, R., García-Moncó, C., & Richards, D. A. (2015). Regional temperature, atmospheric circulation, and sea-ice variability within the Younger Dryas Event constrained using a speleothem from northern Iberia. *Earth and Planetary Science Letters*, 419, 101-110.
- Bartolomé, M., Moreno, A., Sancho, C., Stoll, H. M., Cacho, I., Spötl, C., Belmonte, Á., Edwards, R. L., Cheng, H., & Hellstrom, J. C. (2015). Hydrological change in Southern Europe responding to increasing North Atlantic overturning during Greenland Stadial 1. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112(21), 6568-6572.

- Cacho, I., Grimalt, J. O., Canals, M., Saffi, L., Shackleton, N. J., Schönfeld, J., & Zahn, R. (2001). Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography*, *16*(1), 40-52.
- Domínguez-Villar, D. (2012). Oxygen isotope record from 33 to 9 ka BP based on stalagmites from Eagle Cave, Spain. *Quaternary International*, *279-280*, 121.
- Domínguez-Villar, D., Wang, X., Cheng, H., Martín-Chivelet, J., & Edwards, R. L. (2008). A high-resolution late Holocene speleothem record from Kaite Cave, northern Spain: $\Delta 18\text{O}$ variability and possible causes. *Quaternary International*, *187*(1), 40-51.
- García-Ruiz, J. M., Palacios, D., González-Sampériz, P., de Andrés, N., Moreno, A., Valero-Garcés, B., & Gómez-Villar, A. (2016). Mountain glacier evolution in the Iberian Peninsula during the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, *138*, 16-30.
- Genty, D., Blamart, D., Ghaleb, B., Plagnes, V., Causse, Ch., Bakalowicz, M., Zouari, K., Chkir, N., Hellstrom, J., & Wainer, K. (2006). Timing and dynamics of the last deglaciation from European and North African $\delta 13\text{C}$ stalagmite profiles—Comparison with Chinese and South Hemisphere stalagmites. *Quaternary Science Reviews*, *25*(17-18), 2118-2142.
- González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B. L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J. M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T., & Dedoubat, J. J. (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, *66*(1), 38-52.
- Martín-Chivelet, J., Muñoz-García, M. B., Edwards, R. L., Turrero, M. J., & Ortega, A. I. (2011). Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000yrBP, based on $\delta 13\text{C}$ of speleothems. *Global and Planetary Change*, *77*(1-2), 1-12.
- Martrat, B., Grimalt, J. O., Shackleton, N. J., de Abreu, L., Hutterli, M. A., & Stocker, T. F. (2007). Four Climate Cycles of Recurring Deep and Surface Water Destabilizations on the Iberian Margin. *Science*, *317*(5837), 502-507.
- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Curt Stager, J., Karlén, W., Maasch, K. A., Meeker, L. D., Meyerson, E. A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R. R., & Steig, E. J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*, *62*(3), 243-255.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Vegas-Vilarrúbia, T., González-Sampériz, P., Romero, Ó., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Moreno, A., Rico, M., & Corella, J. P. (2009). Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: The Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews*, *28*(25-26), 2582-2599.
- Moreno, A., Stoll, H., Jiménez-Sánchez, M., Cacho, I., Valero-Garcés, B., Ito, E., & Edwards, R. L. (2010). A speleothem record of glacial (25–11.6kyr BP) rapid climatic changes from northern Iberian Peninsula. *Global and Planetary Change*, *71*(3-4), 218-231.
- Muschitiello, F., D'Andrea, W. J., Schmittner, A., Heaton, T. J., Balascio, N. L., deRoberts, N., Caffee, M. W., Woodruff, T. E., Welten, K. C., Skinner, L. C., Simon, M. H., & Dokken, T. M. (2019). Deep-water circulation changes lead North Atlantic climate during deglaciation. *Nature Communications*, *10*(1).

- O'Brien, S. R., Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Meese, D. A., Twickler, M. S., & Whitlow, S. I. (1995). Complexity of Holocene Climate as Reconstructed from a Greenland Ice Core. *Science*, 270(5244), 1962-1964.
- Rossi, C., Bajo, P., Lozano, R. P., & Hellstrom, J. (2018). Younger Dryas to Early Holocene paleoclimate in Cantabria (N Spain): Constraints from speleothem Mg, annual fluorescence banding and stable isotope records. *Quaternary Science Reviews*, 192, 71-85.

EL CENOZOICO EN EL SUR DEL SINCLINAL DE LA CABOTA (NIGÜELLA): CARACTERES SEDIMENTARIOS

Nerea Santos Bueno

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

Introducción

Existen varias cuencas intramontañosas que se desarrollaron durante la Orogenia Alpina en la Cordillera Ibérica en las que se depositaron materiales aluviales, fluviales y lacustres de edad paleógena y neógena (*e.g.*, Vera, 2004).

En comparación con las Cuencas de Calatayud, Montalbán, Aliaga o Teruel, las cuales han sido objeto de estudio de numerosos y detallados estudios geológicos (Gabaldón *et al.*, 1991; Sanz Rubio, 1999; Ezquerro, 2017, entre otros.), al Noroeste de la Cordillera Ibérica y Sureste de la Sierra del Moncayo, aparecen unos materiales de edad cenozoica hasta ahora apenas estudiados. Se trata de depósitos aluviales y lacustres que se encuentran afectados por la tectónica alpina, cuya expresión más notable es un sinclinal NNW-ESE, conocido como sinclinal de la Cabota (Ramírez del Pozo *et al.*, 1978).

Tectónicamente, se aprecia una compleja evolución tectónica que afecta a los materiales cenozoicos que estudiamos. Existe deformación frágil y dúctil con direcciones de fallas y planos axiales de pliegues dominantes NW-SE. Estos movimientos condicionaron la sedimentación de los materiales en la cuenca cenozoica en la que nos encontramos.

Entre los carbonatos, las tobas, que no son muy abundantes en el registro Pre-Cuaternario, son aquí muy abundantes y están bien preservadas. Se encuentran asociadas íntimamente con los depósitos detríticos, constituyendo secuencias de evolución compleja. Con ellas podremos obtener información diversa, como el clima y el contexto hidrológico en el pasado.

Contexto Geológico

La zona estudiada se encuentra al Noroeste de la Cordillera Ibérica y al Sur del Macizo del Moncayo (Fig. 1A, B), en la parte situada más al Sur del Sinclinal de la Cabota, el cual pliega parte de la secuencia cenozoica (Fig. 1C). En este sector, la secuencia estratigráfica incluye calizas y lutitas del Cámbrico y Devónico, materiales clásticos, carbonatos y evaporitas del Triásico (Facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper, y Formación Imón), brechas carbonatadas y evaporitas Jurásicas (Formaciones Cortes de Tajuña y Lécera, respectivamente) y conglomerados, areniscas, lutitas, calizas y margas cenozoicas (Fig. 2).

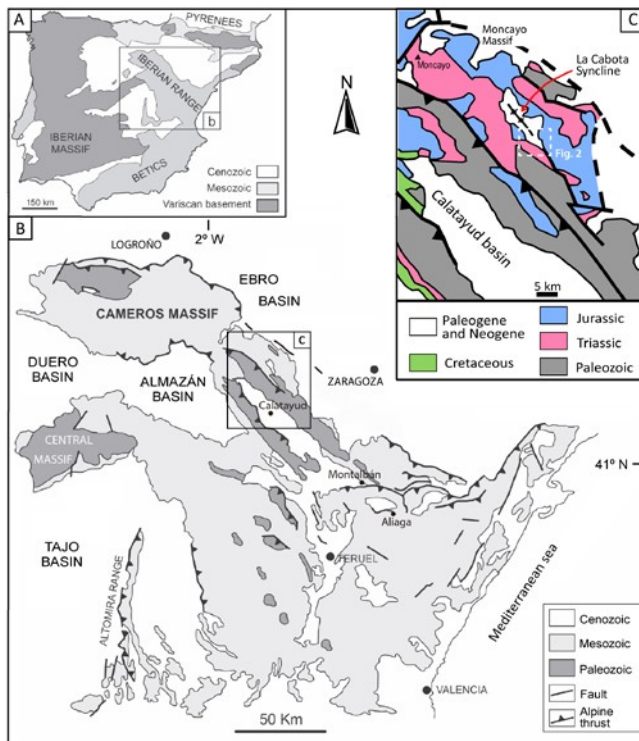


Figura 1. Extraído de Santos-Bueno et al., 2019. A) y B) Contexto Geológico del área estudiada. C) Geología general del sector estudiado

Todo ello se encuentra afectado por diferentes fases tectónicas de las Orogenias Hercínica y Alpina. Los materiales Mesozoicos y Cenozoicos presentan un plegamiento NW-SE (Fig. 2B), lo cual es disarmónico con respecto al basamento Paleozoico. El Cenozoico, por su parte, se apoya

discordantemente sobre los materiales infrayacentes. Tiene un espesor aproximado de 350m totales que se dividen en dos unidades bien diferenciadas (Ramírez del Pozo *et al.*, 1978). La primera, formada por conglomerados y lutitas y, la segunda, formada por calizas y margas.

La edad de los materiales cenozoicos aflorantes se establece en el Burdigaliense-Vindoboniense Superior y Pontiense para la unidad inferior; y Vindoboniense Superior-Pontiense para la superior. Dichas edades se han basado en la presencia de *Cypria curvata* LEN., *Hydrobia* y *Limnaea* (Ramírez del Pozo *et al.*, 1978).

En esta región, el Cenozoico se encuentra afectado por dos estructuras principales: la Falla de Nigüella y el sinclinal de Nigüella, subparalelo a la falla (Santos-Bueno *et al.*, 2019) (Fig. 2B).

Estratigrafía

La sucesión de los materiales cenozoicos estudiados tiene una importante diferencia de espesor en la zona situada más al Norte y la Sur, siendo de 77m y de 120m, respectivamente. Se han levantado y correlacionado (siguiendo criterios cartográficos y estratigráficos) tres columnas estratigráficas (S1, S2 y S3, Fig. 2A, Fig. 3) que nos permiten diferenciar tres unidades estratigráficas. Las Unidades 1 y 2 se separan por una discordancia angular en la parte Norte, pasando a ser conformes hacia el Sur. Sin embargo, el cambio entre las Unidades 2 y 3 es un salto litológico brusco en toda el área estudiada (Fig. 2A).

La Unidad 1 aflora al Oeste y Sur de la zona, sobre materiales del Triásico Superior y el Jurásico Inferior. El contacto con la Unidad 2 es una discordancia angular en el Oeste (S1, Fig. 3) y una conformidad hacia el Sur (S3, Fig. 3). Esta Unidad, en S1, está formada por conglomerados grises en la base, con clastos principalmente carbonatados del Triásico y Jurásico. Pueden encontrarse también fitoclastos, bioclastos y oncoides en clastos con texturas wackestone, packestone y rudstone. En cambio, la Unidad 1 en S3 está formada por conglomerados monomícticos grises y lutitas marrones, ocre, naranjas y rojizas.

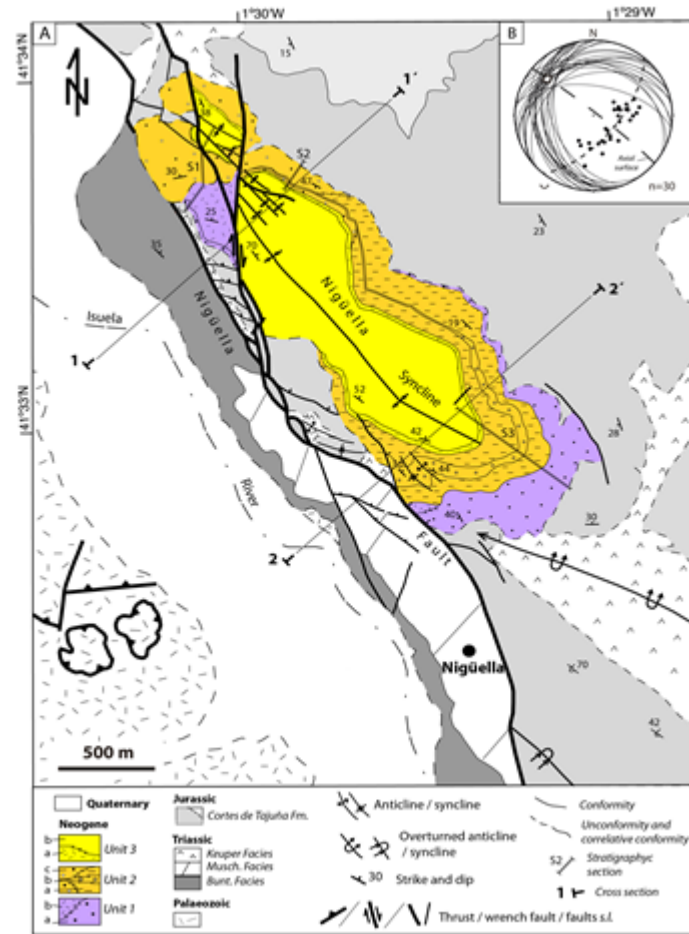


Figura 2. Extraído de Santos-Bueno et al., 2019. A) Mapa geológico del área estudiada, al Norte de la localidad de Nigüella. B) Stereoplot en el que se muestran los planos de estratificación de las unidades cenozoicas, el plano de movimiento (línea discontinua) y el eje de pliegue regional (cuadrado).

La Unidad 2 aflora en toda el área estudiada. Se apoya sobre el Mesozoico al Noreste (S2, Fig. 3) y sobre la Unidad 1 en el resto de la zona. El paso a la Unidad 3 es un salto litológico brusco entre depósitos clásticos y carbonatados. En S1, la Unidad 2 está formada por unos conglomerados polimícticos, con clastos calizas del Jurásico y de areniscas y cuarcitas del Paleozoico. Pueden encontrarse también, aunque se manera puntual, lutitas y calizas fitoclasticas.

La Unidad 3 aflora en toda el área estudiada y puede dividirse en dos

subunidades: una inferior que consiste en calizas fitoclásticas y oncolíticas, y una superior formada por calizas micríticas y margas.

Sedimentología

Se han distinguido diferentes facies sedimentarias, tanto clásticas (alóctonas) como carbonatadas (autóctonas), atendiendo a criterios litológicos, texturales y la naturaleza de los componentes (Santos-Bueno *et al.*, 2019).

Las facies clásticas con tamaño de grano grueso consisten en conglomerados granosostenidos polimícticos y monomícticos, depositados por procesos acuosos. Los conglomerados monomícticos (Gm1 y Gh1) tienen cantos carbonatados (calizas y dolomías) que provienen de rocas del Triásico Superior y Jurásico. Pueden aparecer también, con menor abundancia, clastos silíceos de rocas permotriásicas.

Los conglomerados polimícticos (Gm2 y Gt2) están formados por cantos carbonatados y silíceos procedentes de rocas paleozoicas y mesozoicas. Los conglomerados polimícticos que presentan intraclastos, derivados de tobas, se han denominado Gm3.

Las características texturales, junto a las estructuras sedimentarias, han permitido también distinguir diferentes facies de conglomerado:

-conglomerados formados por clastos subangulares o subredondeados (Gm1a, Gm2a), granocrecientes (Gm1b, Gm2b) o sin una evolución clara (Gm1, Gm2). Todos ellos depositados en ambientes de alta energía, en zonas proximales de abanicos aluviales (Arenas *et al.*, 1989).

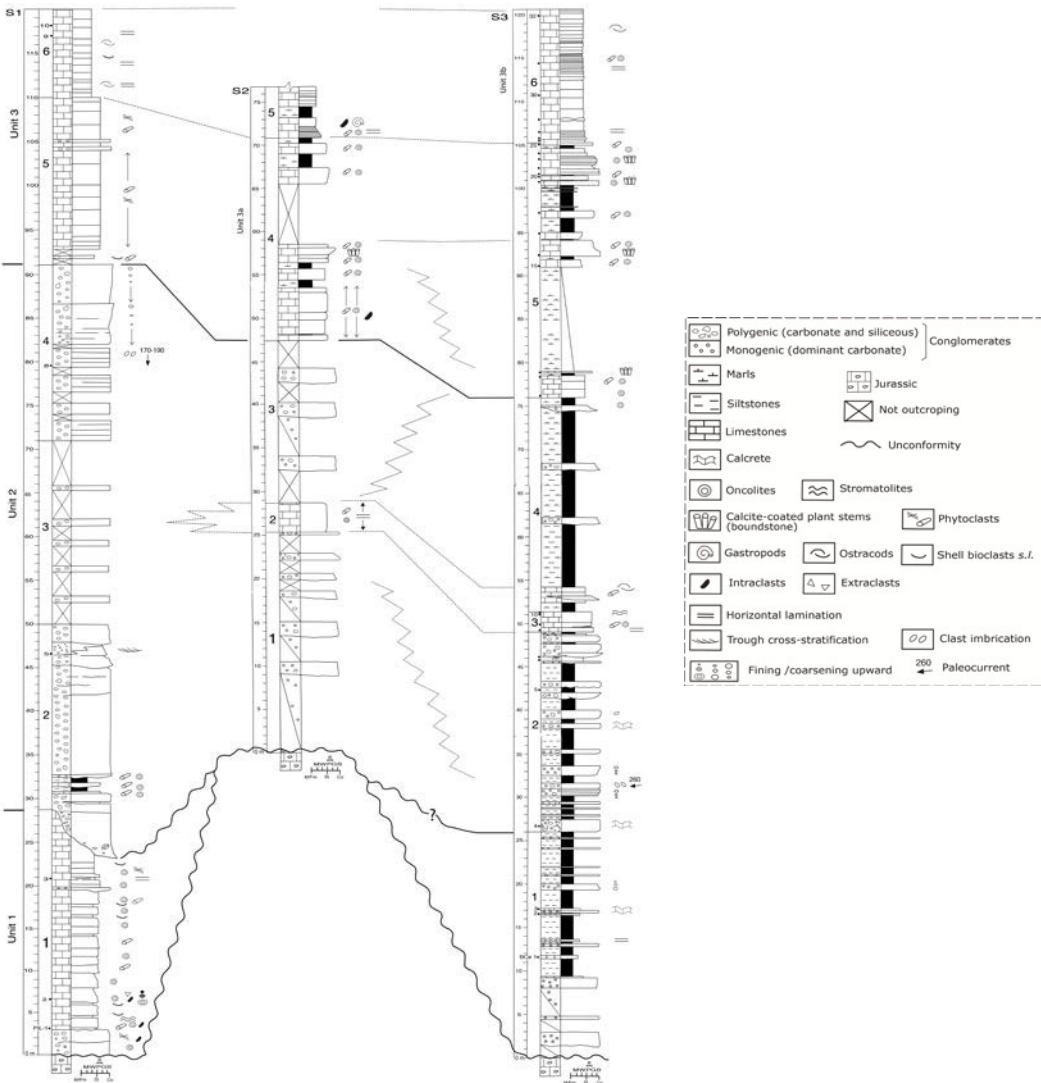


Figura 3. .Extraído de Santos-Bueno et al., 2019. Columnas estratigráficas levantadas en la zona de estudio, correlacionadas en base a criterios cartográficos, litológicos y texturales. S1: La Piona, S2: Los Bancales, S3: Cementerio

-conglomerados con clastos subredondeados (Gh1, Gt2, Gm3) que se depositaron en canales de escasa profundidad y barras longitudinales en sectores medios y medio-distales de sistemas aluviales y fluviales (Arenas *et al.*, 1989; Miall, 2006; Shukla, 2009).

-conglomerados con cantos imbricados, tanto monomícticos como polimícticos (Gm1c, Gm2c), que se depositarían durante episodios de alta energía y en el techo de barras longitudinales, respectivamente (Fielding *et al.*, 2007; Shukla, 2009).

Por otro lado, las areniscas no son muy abundantes en el sector estudiado. Están formadas por granos tanto silíceos como carbonatados y pueden aparecer con estratificación cruzada en surco (St) o sin estructuras aparentes (Sm). En ambos casos están asociadas a conglomerados, así como lo hacen las lutitas (Fm), que se depositarían en sectores distales de abanicos aluviales o en llanuras de inundación de ambientes fluviales (Porter & Gallois, 2008).

Por su parte, las facies de carbonatos son variadas:

-tobas y facies microbialíticas: calizas formadas por la calcita precipitada alrededor de tallos de plantas sumergidas (Lst) (Pedley, 1990; Vázquez-Urbez, 2008). La ruptura de estas envolturas y otros fragmentos pueden dar lugar a calizas fitoclásticas (Lph). Además, algunos de esos fragmentos pueden pasar a convertirse en el núcleo para la formación de oncoides. Cuando estos oncoides son el componente mayoritario en las calizas, pertenecen a la facies Lo. En ambos casos la corteza calcícita se presenta laminada, incluyendo estructuras estromatolíticas. Este tipo de facies se formaría en ambientes subacuáticos con corrientes de baja energía. Se necesitaría la presencia de aguas saturadas en calcita (Pentecost, 2005; Pedley, 2009; Arenas-Abad *et al.*, 2010). Los estromatolitos (Ls) pueden aparecer de manera puntual, representando la calcificación de tapices de cianobacterias filamentosas en zonas lacustres y fluviales someras (Arp *et al.*, 2001; Vázquez-Urbez, 2008; Arenas-Abad *et al.*, 2010).

-calizas micríticas (Lm) con texturas mudstone o mudstone-wackestones de ostrácodos, gasterópodos y filamentos microbacterianos. Suele apreciarse laminación horizontal y, rara vez, bioturbación. Se formarían en ambientes lacustres con agua permanente. Asociadas a ellas aparecen también margas (M).

-calcretas: están asociadas a los conglomerados. Representan interrupciones en la sedimentación aluvial y lacustre durante periodos áridos (Alonso-Zarza, 2003; Alonso-Zarza & Arenas, 2004; Sacristán-Horcajada *et al.*, 2016).

Principales conclusiones

El estudio estratigráfico y sedimentológico, junto con la cartografía preliminar de una sector en el sur del sinclinal de La Cabota, en el Noroeste de la Cordillera Ibérica, permite extraer las siguientes conclusiones parciales:

-Una antigua falla extensional, la Falla de Nigüella, se plegaría durante la compresión alpina y promovería la formación del sinclinal anteriormente mencionado.

-Se han diferenciado tres unidades estratigráficas. En las Unidades 1 y 2 dominaría el depósito en ambientes aluviales y fluviales, con conglomerados, areniscas y lutitas. Por otro lado, en la Unidad 3, se registra el paso a un contexto fluvio-lacustre, con depósito de calizas. La presencia de calcretas en las Unidades 1 y 2 sugiere condiciones áridas durante el depósito de las mismas.

- El agua sería rica en Ca^{2+} y HCO_3^- , procedente de las unidades carbonatadas mesozoicas, favoreciendo la precipitación de calcita.

-La expansión del área lacustre en el final del intervalo temporal estudiado pudo estar condicionada por el incremento de la humedad y el carácter endorreico de la cuenca. No obstante, estos aspectos precisan un estudio más profundo y extenso.

Bibliografía

- Alonso-Zarza, A.M. (2003). Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60: 3-4, 261-298. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00106-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00106-X)
- Alonso-Zarza, A.M. & Arenas, C. (2004). Cenozoic calcretes from the Teruel Graben, Spain: microstructure, stable isotope geochemistry and environmental significance. *Sedimentary Geology*, 167: 91-108. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.02.001>
- Arenas, C.; Pardo, G.; González, A. & Villena, J. (1989). El sistema aluvial de Cobatillas (Teruel): análisis de facies y evolución del estilo fluvial. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 2: 41-54.
- Arenas-Abad, C.; Vázquez-Urbez, M.; Pardo-Tirapu, G. & Sancho-Marcén, C. (2010). Fluvial and associated carbonate deposits. In: Carbonates in continental settings (Alonso-Zarza, A.M. & Tanner, L.H., Eds.), *Developments in Sedimentology*, 61: 133-175.
- Arp, G.; Reimer, A. & Reitner, J. (2001). Photosynthesis-induced biofilm calcification and calcium concentrations in Phanerozoic oceans. *Science*, 292(5522): 1701-1704. <https://doi.org/10.1126/science.1057204>
- Ezquerro, L. (2017). El sector norte de la cuenta neógena de Teruel: tectónica, clima y sedimentación. PhD Thesis, Universidad de Zaragoza, 494 pp.
- Fielding, C.R.; Lagarry, H.E.; Lagarry, L.A.; Bailey, B.E., & Swinchart, J.B. (2007). Sedimentology of the Whiteclay Gravel Beds (Ogallala Group) in northwestern Nebraska, USA: structurally controlled drainage promoted by early Miocene uplift of the Black Hills Dome. *Sedimentary Geology*, 202: 58-71. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.12.009>
- Gabaldón, V. (Dir.); Lendínez, A.; Ferreiro, E.; Ruiz, V.; López de Alda, F.; Valverde, M.; Lago San José, M.; Meléndez, A.; Pardo, G.; Ardevol, L.; Villena, J.; Pérez, A.; González, A.; Hernández, A.; Álvaro, M.; Leal, M.C.; Aguilar Tomás, M.; Gómez, J.J. & Carls P. (1991). Mapa Geológico de España, 1:200,000, sheet 40 (Daroca). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España. Servicio de Publicaciones, Madrid, 239 pp.
- Miall, A.D. (2006). *The geology of fluvial deposits*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York, 441 pp. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-03237-4>
- Pedley, H.M. (1990). Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology*, 68(1-2): 143-154. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(90\)90124-C](https://doi.org/10.1016/0037-0738(90)90124-C)
- Pedley, M. (2009). Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments. *Sedimentology*, 56: 221-246. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.01012.x>
- Pentecost, A. (2005). *Travertine*. Springer Science & Business Media. 445 pp.
- Porter, R.J. & Gallois, R.W. (2008). Identifying fluvio-lacustrine intervals in thick playa-lake successions: an integrated sedimentology and ichnology of

- arenaceous members in the mid–Late Triassic Mercia Mudstone Group of south-west England UK. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 270: 381–398. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.07.020>
- Ramírez del Pozo, J.; Aguilar Tomás, M.; del Olmo Zamora, P.; Aragonés Valls, E. & Hernández Samaniego, A. (1978). Mapa geológico de España, 1:50,000, Sheet 381 (Illueca). Instituto Geológico y Minero de España. Servicio de publicaciones – Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 39 pp.
- Sacristán-Horcajada, S.; Arribas, M.E. & Mas, R. (2016). Pedogenetic calcretes in early syn-rift alluvial systems (Upper Jurassic, West Cameros Basin), northern Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 86: 268-286. <https://doi.org/10.2110/jsr.2016.30>
- Santos Bueno, N. et al. (2019). Miocene syntectonic fluvial and lacustrine sedimentation linked to a fault-parallel buttress syncline in the Nigiella sector (NW Iberian Range). *Estudios Geológicos* 75(1): e089. <https://doi.org/10.3989/egeol.43377.507>
- Sanz Rubio, E. (1999). Análisis de los sistemas deposicionales carbonáticos y evaporíticos del Neógeno de la cuenca de Calatayud. PhD Thesis, Universidad Complutense de Madrid, 579 pp.
- Shukla, U.K. (2009). Sedimentation model of gravel-dominated alluvial piedmont fan, Ganga Plain, India. *International Journal of Earth Sciences*, 98: 443–459. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0261-4>
- Vázquez-Urbez, M. (2008). Caracterización y significado ambiental de depósitos tobáceos neógenos en la Cuenca del Ebro. Comparación con ambientes cuaternarios (PhD Thesis, Universidad de Zaragoza). 542 pp
- Vera, J. A. (Ed.). (2004). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 pp.

MODELADO ESTRUCTURAL 3D Y 4D DE LA ZONA OCCIDENTAL PIRENAICA ENTRE LOS RÍOS ARAGÓN SUBORDÁN E IRATI, (HUESCA – NAVARRA, ESPAÑA), CON FINES DE APROVECHAMIENTO GEOTÉRMICO.

Rosibeth Toro Mora

Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza
774048@unizar.es

Introducción y contexto geológico

Los Pirineos son el resultado de la convergencia entre la placa Ibérica y la placa Euroasiática, constituyendo una cadena montañosa joven típicamente alpina, dispuesta de manera lineal, al borde Norte de Iberia y Europa, con longitud total de 1000km (Casas, 2004) en su eje Pirenaico-Cantábrico desde el Atlántico hasta el Mediterráneo en el cabo de Creus y anchura de hasta 200 Km (Rodríguez, 2013). La estructural dominante tiene orientación WNW- ESE, a lo largo de 425 Km y representa el istmo que une la Península Ibérica con la Placa Europea (Rodríguez, 2013). El hecho de que en esta región se logre dibujar un límite de placas fósil, ha despertado el interés científico desde comienzos de la década de los setenta, para dar alguna explicación sobre el origen de los Pirineos en el marco de la teoría de la tectónica de placas, con el cual se logre hallar un modelo geodinámico global que refleje sus peculiaridades y hasta algunas características comunes con otras cordilleras del mundo (Teixell, 2000). La edad de la convergencia tectónica es bien conocida y comenzó a finales del Cretácico superior, hace 85Ma y prosiguió por más de 60Ma hasta el Mioceno inferior (Teixell, 2000).

Durante la evolución alpina el Pirineo puede considerarse como una cadena intermedia entre las cordilleras interplaca y los auténticos orógenos ya que no se ha comprobado la existencia de subducción litosférica previa a la colisión continental ni existe magmatismo o metamorfismo asociado a la compresión (Casas, 2004). Las rocas involucradas en la deformación compresiva alpina incluyen el basamento Paleozoico (previamente deformado durante la orogenia Hercínica), la serie Mesozoica preorogénica depositada en un contexto extensional y un conjunto de materiales sinorogénicos de edad Cretácico superior y Cenozoico, todo ello formando un cinturón de pliegues y cabalgamientos relacionados con la estructuración clásica de los orógenos

(Pueyo, 2012). La cordillera se encuentra bordeada por materiales Cenozoicos tanto al N como al S y que representan las cuencas de antepaís (Figura 1).

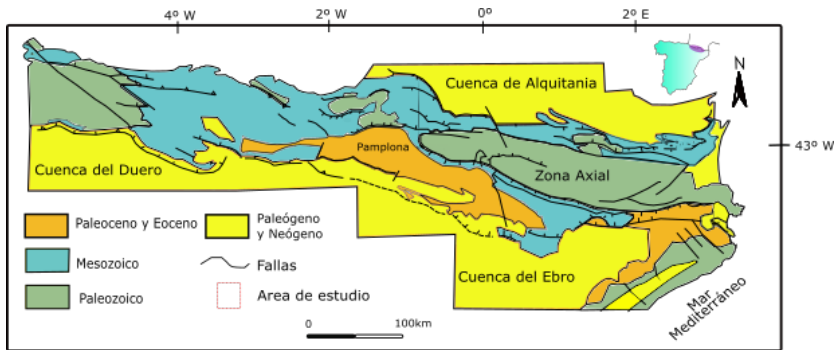


Figura 1. Esquema geológico general del Pirineo. Modificado de Teixell (2000).

Dada la disposición bien marcada de sus rocas y en sentido transversal de N a S, al Pirineo y sus cuencas antepaís, se ha dividido en 5 zonas: 1) Cuenca de Aquitania, presenta materiales del zócalo y cobertera que infrayacen a materiales postectónicos y poco deformados; 2) Zona Norpirenaica, estructurada en láminas de cobertera donde el basamento se encuentra involucrado; 3) Zona Axial, presenta materiales hercínicos sobre los cuales se ha superpuesto una tectónica alpina; 4) Zona Surpirenaica, separada de la Cuenca del Ebro al sur por el Cabalgamiento Frontal Surpirenaico y superficialmente corresponde a las denominadas Sierras Exteriores y Marginales y 5) Cuenca del Ebro, materiales afectados en general por una tectónica suave que corresponden a edades del Oligoceno y Miocenos. Desde el punto de vista tectónico los materiales del Pirineo se pueden agrupar en 3 unidades: Zócalo, asociadas a cuerpos plutónicos y materiales del Triásico inferior que fueron depositados sobre una estructura Hercínica arrasada. Cobertera: compuesta por materiales afectados por la orogenia alpina de edad Mesozoica y Cenozoica y que no presentan una fuerte deformación interna, salvo en áreas próximas a la Zona Axial; y unidades postorogénicas, compuestas por aquellos materiales no afectados por la orogenia alpina y que principalmente comprenden al Neógeno y Cuaternario (Pueyo, 2012).

Importancia del área de estudio en la investigación

El área propuesta comprende los Pirineo Suroccidentales entre Navarra y Huesca, cuyas coordenadas UTM (ETRS89 zona 30) de los vértices que la

delimitan son A) UTM 651980 E; 4759779 N. B) UTM 651933 E; 4709895 N. C) UTM 693951 E; 4759822 N y D) UTM 694022 E; 4709953N (Figura 2). Es de especial interés científico, porque alberga zonas de aprovechamiento geotérmico de alta entalpia, por lo que se requiere determinar ciertas características que son claves en la interpretación de la geometría de la cadena Pirenaica: 1) La terminación hacia el oeste del afloramiento principal de la Zona Axial, el eje de la cadena donde afloran las rocas del basamento, 2) El afloramiento de unidades aisladas de basamento más al oeste (los llamados Macizos Vascos), 3) La variación lateral en la geometría de la base de la corteza, caracterizada por el cabalgamiento de gran escala de la corteza europea por encima de la Ibérica, con la corteza superior formando una cuña orogénica (Muñoz, 1992; Teixell, 1998; Pedreira et al., 2003), 4) La diacronía de la deformación, que se manifiesta en la Sierras Exteriores (Millán et al., 2006), y nunca se ha considerado en la zona septentrional. 5) La diacronía de las facies, el Surco Turbidítico del Eoceno, bien conocido (Mutti, 2003; Payros 1999; Remacha et al., 2001), por su gran continuidad y homogeneidad cronológica en la zona aragonesa (Cuisiense- Luteciense) que cambia progresivamente hacia el oeste.

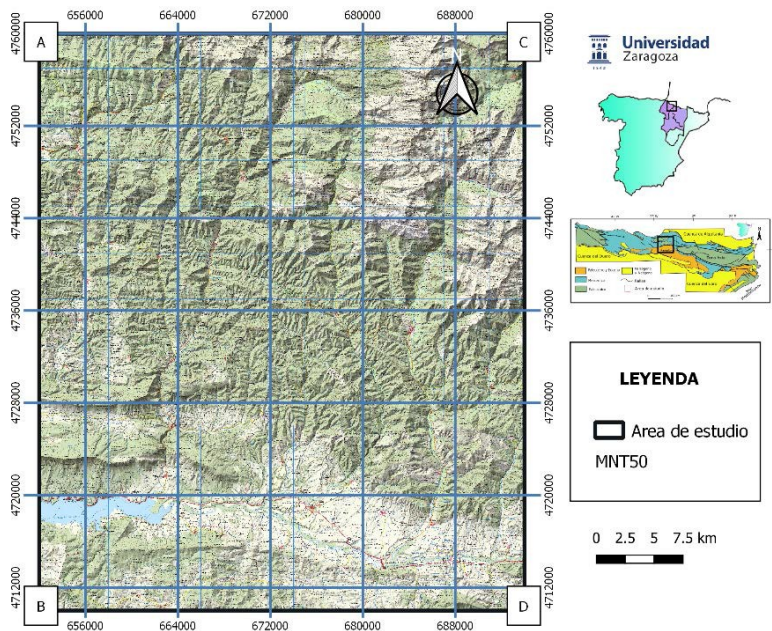


Figura 2. Ubicación del área de estudio

El número, la secuencia y las relaciones laterales de las unidades de basamento que forman esta cuña de la corteza superior son complejas y poco conocidas. En este trabajo se mostrará en su primera etapa el primer modelo 3D basado en exploración geofísica de la región al cual se le adicionará la unidad tiempo para comprender la evolución geodinámica de la zona en un modelo 4D y cumplir con los objetivos propuestos.

Objetivos

Teniendo en cuenta lo anterior, el objetivo central de este estudio se basa en generar un modelo estructural 3D y 4D en la zona occidental Pirenaica entre Huesca y Navarra, zona norte de España, a través de la integración de datos geológicos y geofísicos que permitan la caracterización de la evolución cinemática de las relaciones basamento/cobertera, determinando las áreas con mayor potencial como reservorio para aprovechamiento geotérmico. Para ello, se llevarán a cabo actividades específicas a lo largo de la investigación desarrolladas por etapas, que abarcan el uso de técnicas geofísicas (sísmica de reflexión, prospección magnética y gravimétrica) de manera combinada, estableciendo los diferentes materiales presentes en el subsuelo y determinando el límite basamento/cobertera; estos a su vez serán integrados con cortes geológicos que establezcan la relación geométrica/temporal, mejorando la evolución geodinámica y por último serán contrastada con la petrofísica de las diferentes unidades rocosas presentes, generando finalmente un modelo 3D y 4D de la zona en estudios y proponiendo las áreas que puedan almacenar y transportar fluidos a altas temperatura para su aprovechamiento geotérmico.

Marco teórico y Metodología

La prospección geofísica se basa en la caracterización indirecta de los materiales a partir de una propiedad física, mediante la medida de la interacción de una fuente natural o antrópica con los materiales del subsuelo. Las técnicas pueden ser activas o pasivas, basadas en fuentes de emisión natural (campos potenciales como el campo magnético o gravitatorio terrestres) o antrópicas (la perturbación se realiza para evaluar la respuesta del material técnicas eléctricas o sísmicas). El éxito de la prospección se relaciona con la definición de las condiciones de contorno (contraste entre el elemento

de estudio que se pretende evaluar y su entorno), la técnica geofísica utilizada, la distribución de datos, densidad y resolución de las medidas, y del procesamiento de datos realizado posteriormente. En el caso de este estudio se ha seleccionado, la gravimétrica, la magnetometría y la sísmica de reflexión, siendo esta última la de mayor interés en esta primera etapa.

Esta se fundamenta en la medición de la velocidad de propagación de las ondas elásticas artificiales a través de las diversas capas del subsuelo. Cada grupo de rocas está caracterizado por una cierta velocidad de propagación de las ondas sísmicas, independiente de su edad geológica (Dajnov, 1982); el objetivo es determinar el tipo de roca, sus propiedades y los fluidos que contienen. A partir de una traza sísmica se desea construir una serie de coeficientes de reflexión para definir la impedancia acústica de las interfaces del subsuelo. De allí se determinan las velocidades expresadas en función del tiempo y de la profundidad. Este método es una de las técnicas de prospección geofísica más utilizada debido a que su resultado es una imagen denominada sección sísmica en donde se aprecia la geometría de las estructuras geológicas.

Los datos recopilados para el procesamiento son tomados del catálogo del Instituto Geológico Minero de España (IGME), disponible en su visor SIGECO (<http://cuarzo.igme.es/sigeco/default.htm>), que contiene información microfilmada de las investigaciones y prospecciones llevada a cabo durante una importante fase de exploración petrolera entre los años 1970 a 1990. Tal información contempla documentos con informes, diagrfías de sondeos, secciones sísmicas de reflexión escaneadas, columnas estratigráficas (Lanaja y Navarro, 1987). En total se obtuvieron un conjunto de 125 secciones (Figura 3) distribuidas cartográficamente en un área de 896976has y que suponen una longitud de N-S de 89.9km a escala 1:50.000, siendo está ultima área más extensa a la prevista en el trabajo, debido a la falta de información en la propuesta. De las secciones algunas se encuentran fragmentadas en dos líneas, conservando una de ellas la denominación real y otra a la que se añade una B (JAT-55 y JAT-55B) para su reconocimiento y ajustadas con 142 imágenes en formato TIFF de perfiles de sísmicas de reflexión en tiempo doble para formar un cubo sísmico preliminar con ayuda del software Move 2017.2 de Midland Valley Exploration. Sin embargo, para la interpretación fue necesario reagrupar las secciones en 4 subáreas

identificadas a través de la numeración 1, 2, 3 y 4 (Figura 3) debido a la complejidad geológica existe en cada una de ellas.

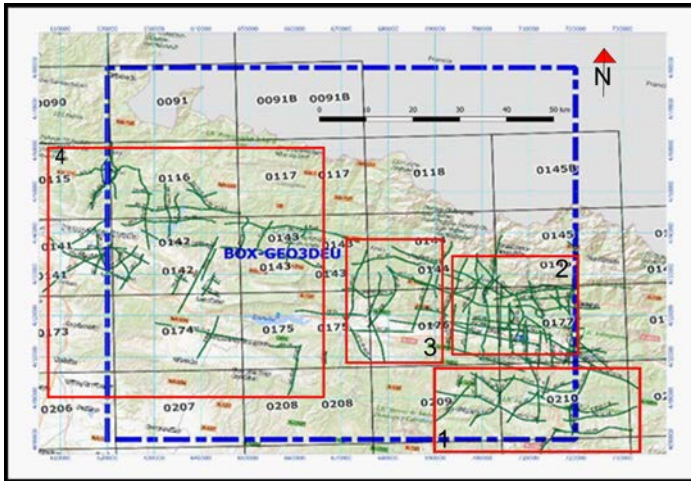


Figura 3. Cobertura de navegación de las 125 secciones disponibles en verde y al fondo las dieciséis hojas cartográficas a escala 1:50.000 que corresponden al área. En rojo las subáreas enumeradas divididas para su procesamiento.

Como primer paso se manejó la sísmica en tiempos dobles y marcando sobre ella los reflectores más característicos que indicaran los posibles topes de horizontes estratigráficos y líneas arbitrarias de eventuales anomalías de amplitud, que podrían ser interpretadas como fallas; estos fueron relacionados con la geología del área, de la cual se realizó una pequeña síntesis estratigráfica, como guía de referencia al mapa geológico de España, ya que la zona analizada incluye 16 hojas 1:50.000. La nomenclatura geológica de las hojas es de N a S: Garralda (116), Ochagavía (117), Zuriza (118), Aoiz (142), Navascués (143), Ansó (144), Sallent (145), Sangüesa (174), Sigüés (175), Jaca (176), Sabiñánigo (177), Sos del Rey Católico (207), Uncastillo (208), Agüero (209) y Yebra de Basa (210); la serie se representó de la siguiente manera: Pz, zócalo del basamento; T, Triásico; J, Jurásico; CI, Cretácico inferior; CS, Cretácico superior; C-P, Cretácico-Paleoceno, C-P-E, Cretácico-Paleoceno-Eoceno; GH, Grupo Hecho y equivalentes laterales (Margas de Arro-Fiscal), SS, Sabiñánigo; G, Guara; Pm, Pamplona, A, Argüís; B, Belsué-Atarés; Cp, Campodarbe.

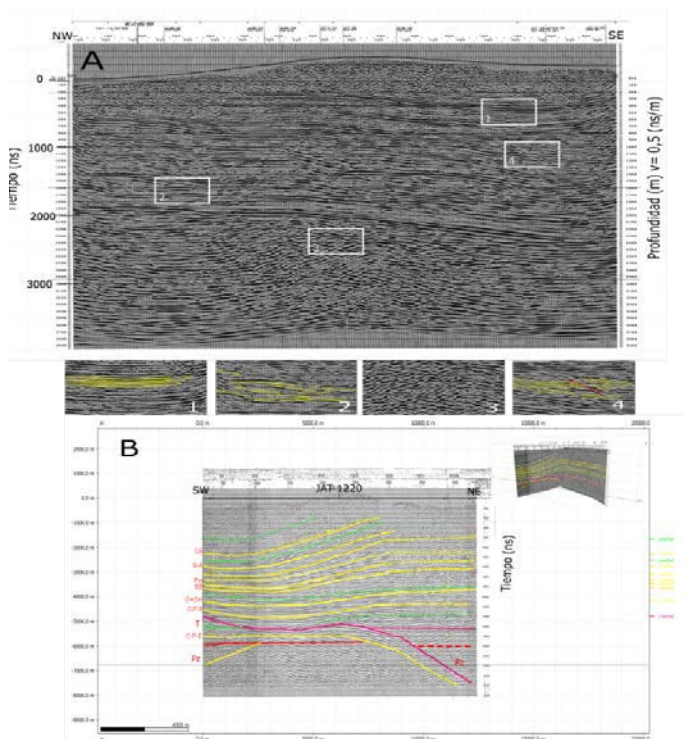


Figura 4. A) Perfil sísmico Jat 87-01, sentido NW-SE, líneas arbitrarias en amarillo determinando anomalías repetitivas en varios perfiles sísmicos, 1) Paralelas, 2) Semiparalelas 3) Discontinuas 4) Estructuras. B) Perfil sísmico Jat 12-20, sentido SW-NE donde se representan con líneas de color amarillo: horizontes estratigráficos, rojo: basamento; verde: líneas de interés estratigráfico y rosa: estructuras. A su izquierda la nomenclatura estratigráfica establecida.

Para mejorar el modelo geométrico con los horizontes, se correlacionó la información con 17 sondeos mecánicos (Aoiz-1, Jaca 2,8,10,17,21; Roncal-1, San Vicente-1, Serrablo 1,3,4,5,7,9,11,13 y Villanovilla-1) y la conversión de las interpretaciones en tiempo a profundidad, se utilizó un modelo de velocidad sísmica basado en los registros sónicos de varios sondeos (Roncal, Sangüesa-1, Aoiz-1, y Pamplona-Sur).

Aunque la interpretación aún continúa en desarrollo ya se puede definir e identificar el tope del basamento en todas las secciones y su variabilidad en profundidad (entre 2500m al norte y 5000m al sur de la zona), a nivel estructural se distinguen fallas, sistema de cabalgamiento imbricados y geometrías de growth strata (series sintectónicas) que serán comparados a partir de datos estructurales de superficie y cortes geológicos elaborados previamente por: Cámara y Klimovitz, 1985; Labaume et al., 1985; Casas, 2005; Oliva et al., 2012; Teixell, 2012; e Izquierdo, 2014.

Bibliografía

- Casas A.M. y Pardo, G. (2004). Estructura pirenaica y evolución de las cuencas sedimentarias en la transversal Huesca-Oloron. In: Itinerarios geológicos por Aragón (Editado por Colombo, F.; Liesa, C. L.; Meléndez, G.; Pocovi, A.; Sancho, C.; Soria A. R.), Geo Guías (Sociedad Geológica de España), 1, 63-96 pp. (ISBN: 84-930160-2-0).
- Camara, P. Klimowitz, J. (1985). Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental Surpirenaica (Cuenca de Jaca-Tremp). *Estudios geológicos*, 41, 391-404.
- Dajnov, V.N. (1982). Petróleo y gas en las rocas. Métodos geofísicos para determinar sus propiedades colectoras o de saturación. *Academias de ciencias de Moscú, Moscú, U.R.S.S.*, 1. 442 pp. (ISBN-13: 978-8429171471).
- Izquierdo, E. (2014). Variaciones longitudinales de las láminas de zócalo y su relación con la evolución de la zona Surpirenaica: Aportaciones de la fábrica magnética, el paleomagnetismo, la paleotermometría y la modelización analógica. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 15-31 pp.
- Labaume, P., Séguret, M., Seyve, C. (1985). Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene south-Pyrenean basin, *Tectonics*, 4 (7), 661-685 pp.
- Lanaja, J. M y Navarro, A. (1987). Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 465 pp.
- Millán, H. (2006). Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento Surpirenaico, Sierras Exteriores aragonesas. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 330 pp.
- Muñoz, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In *Thrust tectonics*. Edited by K.R. McClay (235-246). Springer, Dordrecht.

- Mutti, E., Luterbacher, H., Ferrer, J.; Rosell, J.(1972). Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogeno Marino della zona centrale sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra). Mem. Soc. Geol. Italia. 18: 15-22 pp.
- Mutti, E.; Tinterri, R.; Benevelli, G.; Biase, D.; Cabaña, G., (2003). Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. Marine and Petroleum Geology 20; 733–755 pp.
- Oliva-Urcia, B., Casas, A.M., Pueyo, E.L., Pocovi-Juan, A. (2012). Structural and paleomagnetic evidence for non-rotational kinematics of the South Pyrenean Frontal at the western termination of the External Sierras (southwestern central Pyrenees). Geológica Acta, 10 (2), 124-144 pp.
- Payros, A.; Pujalte, V. y Orue-Etxebarria, X., (1999). The South Pyrenean Eocene carbonate megabreccias revisited: new interpretation based on evidence from the Pamplona basin. Sedimentary Geology, 125, 165-194 pp.
- Pedreira, D., Pulgar, J. A., Gallart, J., & Díaz, J., (2003). Seismic evidence of Alpine crustal thickening and wedging from the western Pyrenees to the Cantabrian Mountains (north Iberia). Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108 (B4).
- Pueyo, O. (2012). Estudio de fábricas magnéticas y su relación con la deformación en el sector centro-occidental del Pirineo central (Aragón y Navarra). Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 59-62 pp.
- Rodríguez, A. (2013). Magnetoestratigrafía del Eoceno inferior y medio en el frente Surpirenaico (Sierras Exteriores): implicaciones cronoestratigráficas y cinemáticas. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 38 pp.
- Teixell, A. (1998). Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. Tectonics, 17(3), 395-406.
- Teixell A. (2000). Geotectónica de los Pirineos. *Investigación y ciencia*, ISSN 0210-136X, [Nº 288](#), 54-65pp.

DINÁMICA SEDIMENTARIA Y PRODUCTIVIDAD DEL IBÓN DE ACHERITO DURANTE LOS ÚLTIMOS 1600 AÑOS.

Alejandra Vicente de Vera García

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

Introducción

Los lagos son sistemas dinámicos muy sensibles a la hidrología local, los cambios en usos del suelo y cobertura vegetal de la cuenca de drenaje y el clima regional, por eso, sus sedimentos son excelentes archivos paleoambientales (Smol, 2008). Los lagos de alta montaña, localizados en áreas con especiales características climáticas (régimen hídrico controlado por la nieve y el deshielo, elevada insolación y radiación UV, variable cubierta de hielo, etc) son ecosistemas particularmente sensibles y la interpretación de su registro es más directa, ya que están menos afectados por respuestas complejas del suelo y la vegetación en la cuenca de recepción por actividades antrópicas (Catalán et al., 2013).

Numerosos ejemplos sugieren que estos ecosistemas límnicos ya reflejan los impactos del calentamiento global reciente y de la llamada “Gran Aceleración” de las actividades humanas desde mediados del siglo XX (Stefen et al., 2015). Revisiones recientes han mostrado un aumento en las tasas de acumulación de materia orgánica en la mayoría de los lagos en los distintos biomas, debido fundamentalmente al mayor aporte de nutrientes (Anderson et al., 2020). Cambios recientes en los ciclos del nitrógeno y carbono también se han asociado a perturbaciones en las cuencas de recepción y en la productividad del lago (Fuentealba et al., 2020). En este trabajo exploramos como las actividades antrópicas y la variabilidad climática han afectado la dinámica sedimentaria, la acumulación de materia orgánica y la deposición de metales pesados en el Ibón de Acherito durante los últimos 1600 años. El objetivo es identificar los cambios recientes en estos ecosistemas lacustres de alta montaña, evaluar los factores climáticos y antrópicos y comprobar su capacidad para registrar cambios globales.

Zona de estudio

El ibón de Acherito (42°88'N, 0°70'W) es uno de los ibones del Parque Natural de los Valles Occidentales (Jacetania, Huesca). El lago de Acherito se localiza en una cubeta de sobreexcavación glaciaria, a 1875 msnm, y tiene una profundidad máxima de 20 metros, una superficie de 5,8 Ha, y su cuenca de drenaje de 56,9 Ha. El lago se encuentra encajado en areniscas y lutitas (facies "Culm") de edad Namuriense, rodeado por picos de formaciones de calizas carboníferas y devónicas (Teixell et al., 1992) (Figura 1). La cuenca de drenaje está cubierta por prados alpinos. El clima es de montaña, con elevadas precipitaciones (>1500 mm anuales), veranos frescos e inviernos muy fríos, en función de la altitud (Cuadrat et al., 2007).

Las aguas del lago son alcalinas, con un pH entre 7 y 8.5. El régimen térmico en los últimos años muestra estratificación desde Julio hasta Noviembre (en la que la termoclina se sitúa a unos 7m de profundidad) y cubierta de hielo el resto del año.

Metodología

Durante el verano de 2017 se obtuvieron cuatro sondeos cortos con un sondeador de gravedad tipo Uwitec © (Figura 1). Los sondeos fueron abiertos y fotografiados y se midió la susceptibilidad magnética con un GEOTEK en los laboratorios del Instituto Pirenaico de Ecología. Los sondeos fueron muestreados para análisis sedimentológicos (frotis y láminas delgadas), texturales (granulometrías por difracción láser en un Mastersizer 2000 en el IPE-CSIC), mineralógicos (XRD, en el IACT CSIC), composicionales (carbono orgánico, inorgánico, nitrógeno y azufre en un analizador LECO en el IPE-CSIC), geoquímicos (escáner de XRF, en la Universidad de Barcelona, a una resolución de 1 mm) e isotópicos ($\delta^{15}\text{N}_{\text{air}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDV}}$ de la materia orgánica total en la U. A Coruña). Las metodologías seguidas se describen en detalle en Moreno et al., 2012

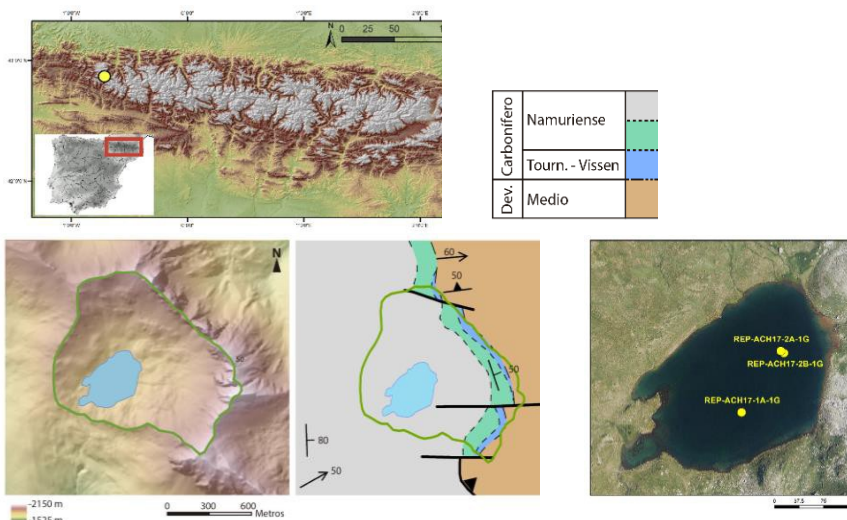


Figura 1. En la parte superior, mapa de localización del ibón de Acherito. Abajo, a la izquierda, mapa topográfico del entorno del lago y su cuenca de drenaje. En el centro, mapa geológico del entorno del lago, y a la derecha, localización de los sondeos usados en este trabajo.

El sondeo REP-ACH17-2B-1G se muestreó in situ en campo a intervalos regulares de 1 cm para su posterior datación con espectrofotometría gamma (^{210}Pb y ^{137}Cs) en el St. Croix Watershed Research Station, Minnesota (EEUU). Cinco muestras (3 de sedimento total y 2 de restos de vegetación) del sondeo REP-ACH17-2A-1G se analizaron en el laboratorio AMSDirect de Seattle (EEUU) usando espectrometría de masas con acelerador (AMS) para determinar su edad radiocarbónica.

Resultados y discusión

-Modelo de edad

Para integrar todas las dataciones en un único modelo de edad, se ha realizado la correlación entre los sondeos REP-ACH17-2B-1G (^{210}Pb y ^{137}Cs) y REP-CRE17-2A-1G (^{14}C) utilizando el contenido en carbono orgánico como criterio. Las edades de ^{14}C del sedimento total se desestimaron al mostrar inversiones e incongruencias con el modelo de ^{210}Pb . De acuerdo con el modelo resultante realizado con CLAM (Blaauw, 2010), la secuencia estudiada representa los últimos 1600 años (Figura 2).

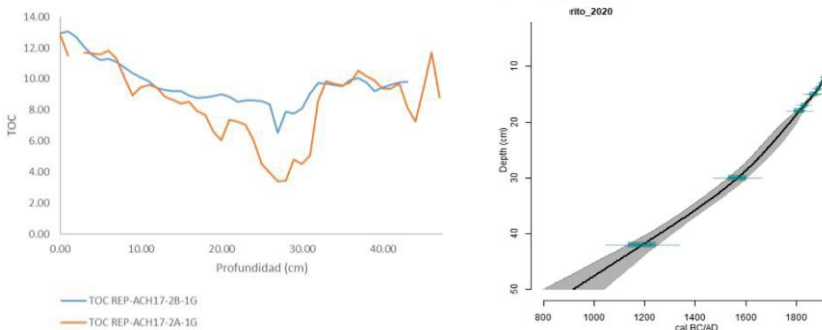


Figura 2: Correlación mediante TOC de ambos sondeos (izquierda) y modelo de edad para la profundidad compuesta de los sondeos de Acherito (derecha).

-Facies sedimentarias y unidades

La secuencia de Acherito está compuesta por limos grises masivos y laminados con contenido en carbono orgánico (TOC) entre 3,5 y 13%, mineralogía dominada por cuarzo, plagioclasas y minerales de la arcilla y muy escasa cantidad de carbonatos. De acuerdo con las de observaciones de “visu” (color, laminación, tamaño de grano), microscópicas y la integración de los datos geoquímicos y mineralógicos disponibles se han diferenciado dos unidades: La unidad A (0-27 cm) tiene valores ascendentes de TOC (3,5 - 12,8 %) y se compone de tres subunidades granodecrecientes y con un descenso de los elementos siliciclásticos (Al, Si, K) de base a techo: i) A1, presenta los valores más elevados del TOC (9-12,8%) y aumentos hacia techo de Br y metales (Zn, Pb), ii) A2 se caracteriza por un ascenso muy marcado del TOC (3,4-9,6%), iii) A3 tiene los valores de TOC más bajos de toda la secuencia (3,4-5%).

La unidad B (27-59 cm) se caracteriza por valores medios y estables (7-11,5%) de TOC y se compone de dos subunidades granodecrecientes:

i) B1, con las facies de tamaño más grueso del sondeo (hasta 40% arenas).

ii) B2, formada por limos gruesos y con varias capas oscuras (1-2cm), con mayor contenido orgánico (picos de Br/Ti y Si/Ti).

-Evolución de la dinámica sedimentaria

El aporte de sedimentos a un ibón de montaña está íntimamente relacionado con la dinámica de la fusión de la nieve y escorrentía, responsable de la erosión y transporte desde la cuenca. Los períodos con una menor escorrentía están asociados a menor precipitación invernal, menor fusión nival y menor actividad de tormentas durante el periodo sin nieve (Camarero, et al., 1998). Los períodos con aumento de la actividad erosiva se relacionarían con el aumento de las precipitaciones invernales o durante el verano.

Integrando los datos sedimentológicos, geoquímicos y magnéticos se han identificado periodos de mayor aporte clástico (base de las secuencias grano decrecientes con dominio de la fracción arena y valores más elevados de MS entre 600 – 1000, 1350-1520, 1670-1750 y 1950-2000 CE y periodos con descenso importante del aporte clástico(1000 - 1200 y 1750 -1810 CE) y en las últimas décadas (Figura 3).

-Acumulación de materia orgánica y productividad biológica

En Acherito, los aportes de materia orgánica y nutrientes son mayores debido al desarrollo de pastos de altura y de suelos en la cuenca. Los cambios en la producción biológica de los lagos de altura reflejan cambios en los factores limitadores, fundamentalmente la temperatura y el aporte de nutrientes (Catalán et al., 2013), con un incremento del período de producción fotosintética al aumentar la temperatura y adelantarse el deshielo.

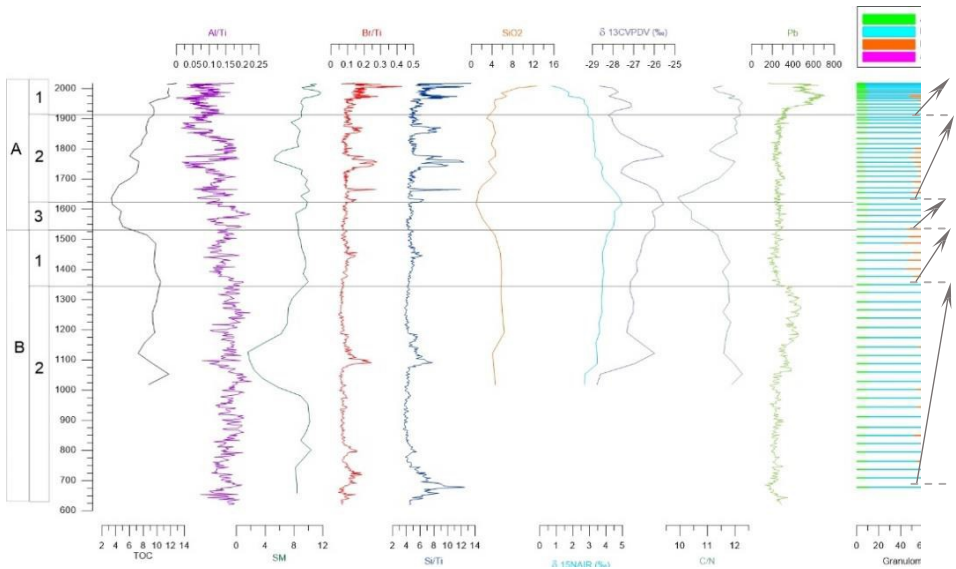


Figura 3: Indicadores de escorrentía y aportes clásticos, TOC, acumulación de materia orgánica y productividad del lago y deposición de metales pesados de los sondeos. La edad está expresada en años de nuestra era (CE, Common Era), el TOC y la SiBio en %, la SM en $SI \cdot 10^{-5}$ y el Pb en cps.

El TOC es una medida directa del carbono orgánico acumulado en el lago y el ratio Br/Ti se correlaciona directamente con la materia orgánica (Fuentealba et al, 2020). El ratio Si/Ti y la sílice biogénica (SiBio) informan de la productividad de las diatomeas, principal componente del fitoplancton en Acherito. La relación C/N permite explorar el origen de materia orgánica, ya que valores menores indican una mayor contribución algal mientras que las plantas terrestres tienen valores C/N mayores (Meyers, et al., 2002). Los valores isotópicos de la MO total dan información sobre su origen (terrestre, acuático, algal) y sobre cambios en la productividad del fitoplancton y en la diagénesis temprana (Leng et al., 2006). Las plantas terrestres tienen valores de $\delta^{13}C$ más negativos que las acuáticas y las algas (Figura 4). Por otra parte, un aumento relativo en la productividad de las macrófitas, un intercambio mejorado del CO_2 con la atmósfera o procesos diagenéticos inducen una disminución de los valores de $\delta^{13}C$ mientras que valores menos negativos, se relacionan con un aumento en la productividad algal (Fuentealba, 2020). En cuanto al $\delta^{15}N$, la MO terrestre tiene valores más altos que la lacustre, aunque el $\delta^{15}N$ también puede verse modificado por otros procesos, como cambios diagenéticos, procesos de desnitrificación, y

variaciones en la bioproductividad y en especies fijadoras de N, además, de cambios actuales debidos al aumento en la introducción atmosférica de N reactivo atmosférico (Leng et al., 2006; Gu et al., 2006).

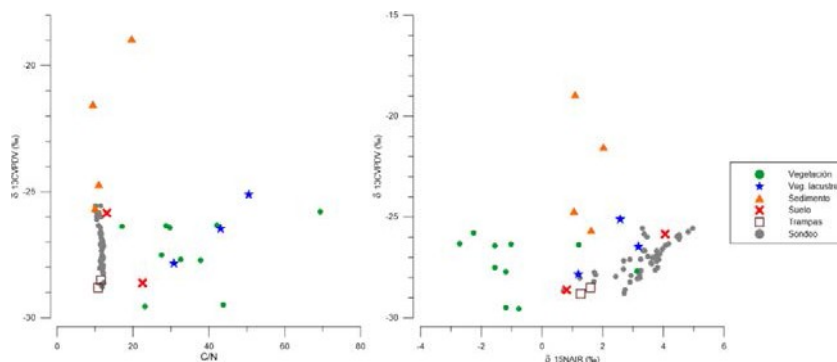


Figura 4. $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ y C/N de valores de muestras de vegetación de la cuenca, vegetación lacustre, sedimento del arroyo que drena al lago, suelos, trampas de sedimento y del sedimento del sondeo.

Considerando estos indicadores (Figura 3) se observa una gran variabilidad en la productividad. En la unidad B (600-1525 CE) con valores de acumulación de TOC relativamente altos y estables, C/N y $\delta^{13}\text{C}$ indican un origen mixto de la materia orgánica, con relativa importancia de los aportes terrestres y una productividad relativamente constante dominada por diatomeas (SiBio). Durante la unidad A3 (1525-1625 CE) se registran los valores más bajos de acumulación de MO de toda la secuencia que se corresponden con una disminución de la SiBio, la relación C/N y valores mayores de $\delta^{13}\text{C}$. Estos indicadores sugieren tanto un periodo de menor productividad en el lago como un descenso del aporte de MO externa (que se correspondería con el descenso marcado en el tamaño de grano de esta unidad). La escasa MO que se acumuló durante este periodo fue fundamentalmente de origen lacustre. A partir de mitad del siglo XVII se inicia un aumento de la tasa de acumulación de MO que se mantiene hasta la actualidad. Las relaciones Br/Ti y Si/Ti marcan picos en la productividad durante 1740-1780 y 1850-1890. Sin embargo, es a partir de 1950 cuando se producen los mayores cambios en flujos de MO en Acherito de toda la secuencia, caracterizados por un rápido aumento en el TOC y la SiBio, y descensos en la relación C/N y en los valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$. Todos los

indicadores muestran que el aumento de la productividad lacustre en Acherito a partir de 1950 es el mayor de los últimos 1600 años.

-Metales pesados

La variabilidad del plomo ilustra la historia reciente de la deposición atmosférica de metales pesados en este ibón (Figura 3). El contenido plomo se mantiene bastante estable durante los últimos 1600 años, a excepción de dos periodos, la Baja Edad Media, 1120-1350 CE y el siglo XX, 1920-1980 CE. El periodo del siglo XII-XIV con el mayor aporte de Pb refleja la mayor actividad minera y metalúrgica a escala regional durante la época medieval (Camarero, L., et al, 1998). Las actividades durante el siglo XX reflejan el uso de combustibles fósiles y se aprecia un descenso reciente debido a la prohibición y regulación del uso de gasolina con plomo.

Conclusiones

El registro sedimentario de Acherito muestra una variabilidad de los procesos de flujos de sedimentos y de materia orgánica que a escala secular se relaciona con los cambios en el clima y más recientemente con las actividades humanas. El aumento en la productividad desde el final de la PEH parece estar controlado por el aumento en la temperatura, sin embargo, la aceleración de los cambios a partir de 1950 podría estar influenciada también por un aumento general de los nutrientes tanto de origen local como global. La evolución en Acherito presenta coincidencias con otros sistemas lacustres, tanto Pirenaicos como globales, demostrando así la gran sensibilidad de estos sistemas a los cambios climáticos y su capacidad para registrar y entender cambios globales y el carácter excepcional de los impactos en el último siglo en el contexto de los últimos 2000 años.

Durante la Antigua Pequeña Edad de Hielo (450-900 CE) se produjo un aumento del aporte de sedimentos al ibón, probablemente causado por la mayor acumulación de nieve, el avance de los glaciares y el aumento de la escorrentía. Durante la Anomalía Climática Medieval (900 - 1100 CE) descendió el aporte de sedimentos al lago y aumentó la productividad algal coherente con el aumento de las temperaturas durante la ACM (Moreno et al., 2012). Aunque al comienzo de la PEH (1300 CE) se produce un aumento progresivo de los aportes externos de MO, el mayor cambio en estas tendencias ocurrió en torno al 1500 CE, con un gran descenso de la productividad durante una de las fases más frías de la PEH. A partir de 1650 CE (comienzo de una fase menos fría de la PEH) se inicia un aumento marcado de productividad y un ligero descenso del aporte sedimentario.

Los mayores cambios ocurren a partir de 1900 CE y en la segunda mitad del siglo pasado, con las mayores tasas de acumulación de MO debido a un aumento muy marcado de la productividad. Desde 1950 también se produce

un aumento del flujo de sedimentos al lago probablemente debido al mayor impacto antrópico.

Bibliografía

- Anderson, J., Heathcote, A. Engstrom, D. and colaboradores. (2020): Anthropogenic alteration of nutrient supply increases the global freshwater carbon sink. *Scientific Advances* 6, eaaw2145.
- Blaauw, M. (2010): Methods and code for “classical” age-modelling of radiocarbon sequences. *Quater. Geochr.* 5(5): 512–518.
- Camarero, L., Masqué, P., Devos, W., Ani-Ragolta, I., Catalan, J., Moor, H. C., Sanchez-Cabeza, J. A. (1998): Historical variations in lead fluxes in the Pyrenees (Northeast Spain) from a dated lake sediment core. *Water, Air, and Soil Pollution*, 105(1-2), 439-449.
- Catalan, J., Pla-Rabés, S., Wolfe, A. P., Smol, J. P., Rühland, K. M., Anderson, N. J., & Camarero, L. (2013): Global change revealed by palaeolimnological records from remote lakes: a review. *Jour. Paleolimn.*, 49(3), 513-535.
- Cuadrat, J.M., Saz, M.A. and Vicente-Serrano, S.M. (2007): Atlas Climático de Aragón. Gobierno de Aragón. 229 p.
- Fuentealba, M., Latorre, C., Frugone-Álvarez, M., Sarricolea, P., Giralt, S., Contreras-Lopez, M., Prego, R., Bernárdez, P. & Valero-Garcés, B. (2020): A combined approach to establishing the timing and magnitude of anthropogenic nutrient alteration in a mediterranean coastal lake-watershed system. *Scien. Rep.*, 10(5864).
- Gu B, Chapman AD, Schelske CL (2006): Factors controlling seasonal variations in stable isotope composition of particulate organic matter in a soft water eutrophic lake. *Limnol Oceanogr* 51:2837–2848
- Leng, M. L. (2006): Isotopes in Palaeoenvironmental Research, *Dev. Paleoenviron. Res.* 307p.
- Meyers, P. A., & Teranes, J. L. (2002): Sediment organic matter. In *Tracking environmental change using lake sediments* (pp. 239-269). Springer, Dordrecht.
- Moreno, A., Perez, A., Frigola, J., Nieto-Moreno, V., Rodrigo-Gamiz, M., González-Sampériz, P., Morellón, M...and Valero-Garcés, B. L. (2012): The Medieval Climate Anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records, *Quater Sci. Rev.*
- Smol, J.P. (2008): *Pollution of Lakes and Rivers: A Paleoenvironmental Perspective.* Wiley-Blackwell Publishing, Oxford.

Steffen, W., Broadgate, W., Deutsch, L., Gaffney, O., Ludwig, C. (2015): The trajectory of the Anthropocene: The Great Acceleration. *Anthropocene Rev.* 2, 81–98.

Teixell, A. y García-Sansegundo, J. (1992): Memoria explicativa del mapa geológico de España. Escala 1:50.000, Hoja nº118 (Zuriza). Instituto Tecnológico Geominero de España