
Contribuciones al Estudio del Periodo Cuaternario

Javier Lario Gómez y Pablo G. Silva Barroso (editores)

XII Reunión Nacional de Cuaternario – Ávila, 2007

COMITÉ ORGANIZADOR

Presidencia y Secretaría de la Reunión: *Pablo G. Silva. Dpto. Geología (USAL)*

Coordinación General y Publicaciones: *Javier Lario. Dpto. Ciencias Analíticas (UNED)*

Secretaría de Organización: *Elvira Roquero. Dpto. Edafología E.T.S.I. Agrónomos (UPM)*

Organización local: *Loreto Rodríguez Bouzo y Rosa Reguilón (Dpto. Geología, USAL), Carlos Pérez, Irene Gozalo e Inmaculada Picón (Dpto. Ing. Cartográfica y del Terreno, USAL).*

COMITÉ CIENTÍFICO

Ángela Alonso (A Coruña, UDC), Javier Baena (Madrid, UAM), Rafael Baena (Sevilla, US), Teresa Bardají (Madrid, UAH), Gerardo Benito (Madrid, CSIC), Francisco Borja (Huelva, UHU), Marco de la Rasilla (Oviedo, UNIOVI), Fernando Díaz del Olmo (Sevilla, US), Víctor Díaz del Río (Málaga, IEO), José Luis Goy (Salamanca, USAL), Francisco Gutiérrez-Santaolalla (Zaragoza, UNIZAR), Adrian Harvey (Liverpool, UK), Javier Lario (Madrid, UNED), Ángel Martín Serrano (Madrid, IGME), Eloy Molina (Salamanca, USAL), Javier Pedraza (Madrid, UCM), Francisco Pérez-Torrado (Las Palmas de Gran Canaria. ULPGC), Joaquín Rodríguez Vidal (Huelva, UHU), Elvira Roquero (Madrid, UPM), Blanca Ruiz Zapata (Alcalá, UAH), Carlos Sancho-Marcén (Zaragoza, UNIZAR), Pablo G. Silva (Ávila, USAL), Luis Somoza (Madrid, IGME), Juan Usera (Valencia, UV), Juan Ramón Vidal-Romaní (A Coruña, UDC), Blas Valero (Zaragoza, CSIC), Cari Zazo (Madrid, CSIC).

ORGANISMOS ORGANIZADORES

*Escuela Politécnica Superior de Ávila (Universidad de Salamanca)
Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca
Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED)*

PATROCINIO CIENTÍFICO E INSTITUCIONAL

*Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA)
Instituto Geológico y Minero de España (IGME)
Universidad de Salamanca (USAL)
Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED)
Universidad Politécnica de Madrid (UPM)
International Union for Quaternary Research (INQUA)
International Geological Correlation Program (IGCP)
Comisión Nacional de Geología - Año Internacional Planeta Tierra-2008*

ORGANISMOS E INSTITUCIONES COLABORADORAS

*Excma. Diputación Provincial de Ávila
Excmo. Ayuntamiento de Ávila
Caja de Ahorros de Ávila*

© Los autores

Portada:



1. Estratovolcán del Teide (Pico Viejo), Parque Nacional de las Cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias. Foto: P.G. Silva.

2. Lapiaz, Vegarredonda, Macizo del Cornión, Parque Nacional de los Picos de Europa. Foto: J. Lario



3. Dunas, Leyouad. Sur del Sahara Occidental. Foto: J. Lario

4. Vista en planta de un abanico aluvial holoceno en Howgil Feels, Lake District, NW Inglaterra. Foto P.G. Silva

Contraportada: *Tabla cronoestratigráfica resumida del Cuaternario de la Península Ibérica.* © AEQUA, 2007
Compuesta y compilada por Pablo G. Silva (USAL), Cari Zazo (CSIC), Teresa Bardaji (UAH), Javier Baena (UAM), Javier Lario (UNED) y Antonio Rosas (CSIC)

Los trabajos contenidos en el presente volumen deberán citarse de la siguiente manera:

Acaso, E., Centeno, J. y Moya-Palomares, M.E. (2007). Indicios de un glaciar de montera (ice field) en el Alto Gredos (Ávila). En: *Contribuciones al Estudio del Periodo Cuaternario* (J. Lario y P.G. Silva, eds.), pp. 5-7. Aequa, Ávila.

Los editores, **aequa** y la organización de la XII Reunión de Cuaternario, no se hacen responsables de las opiniones o contenidos de cada uno de los artículos que componen el presente volumen, exclusiva responsabilidad de sus respectivos autores.

El presente volumen es una contribución **aequa** al Año Internacional del Planeta Tierra - 2008 de la UNESCO
La edición de estas actas ha contado con una ayuda económica de la UNED.

Edita e imprime: Sección de Publicaciones de la
Escuela Técnica Superior de Ingenieros
Industriales. Universidad Politécnica
de Madrid

I.S.B.N.: 978-84-7484-201-2
Depósito Legal: M-27223-2007

Hace ya cuatro años que la Asamblea General de AEQUA celebrada durante la Reunión de Oviedo se acordó la celebración de esta duodécima edición en Ávila. Nada nos hacía pensar el éxito que, al menos de participantes, hemos tenido en la misma.

En este volumen se publican las 107 aportaciones que se han presentado en la Reunión, 67 de ellas orales y 39 en formato póster. Las mismas, en colaboración con el Comité Científico, se han repartido en cinco sesiones científicas y dos Simposios Temáticos, con las contribuciones que se reflejan a continuación:

S-1: Ambientes, secuencias y evolución de valles fluviales durante el Cuaternario

Gerardo Benito (Centro CC. Ambientales, CSIC, Madrid), Carlos Sancho-Marcén (Dpto. CC. Tierra, UNIZAR), Rafael Baena (Dpto. Geografía, US, Sevilla).

Nº CONTRIBUCIONES: 12

S-2: Ambientes y secuencias continentales durante el Cuaternario

Juan Ramón Vidal Romaní (Dpto. Xeoloxía, UDC, A Coruña), Juan Usera (Dpto. Geología, UVAL).

Nº CONTRIBUCIONES: 13

S-3: Ambientes, secuencias litorales y Cambios del Nivel del Mar.

(Patrocinada por el PIGC 495)

Teresa Bardají (Dpto. Geología, UAH, Alcalá de Henares), Víctor Díaz del Río (IEO, Málaga)

Nº CONTRIBUCIONES: 9

S-4: Geoarqueología, Prehistoria y Poblamiento humano

Javier Baena (Dpto. Prehistoria, UAM, Madrid); Francisco Borja (Dpto. Geografía, UHU, Huelva); Javier Lario (Dpto. CC. Analíticas, UNED, Madrid); Marco de La Rasilla (Dpto. Prehistoria, UNIOVI, Oviedo)

Nº CONTRIBUCIONES: 20

S-5: Tectónica y Vulcanismo Cuaternarios: Paleosismicidad y procesos Volcánicos.

(Patrocinada por INQUA Paleoseismicity Subcommittee)

Joaquín Rodríguez Vidal (Dpto. Geología UHU, Huelva), Francisco Pérez-Torrado (Dpto. Físicas ULPGC, Las Palmas de G. Canarias); Luis Somoza (IGME, Madrid), Pablo G. Silva (Dpto. Geología, USAL, Ávila)

Nº CONTRIBUCIONES: 23

SP-1: Simposio sobre Registros ambientales y climáticos cuaternarios: palinología, paleoecología, secuencias litorales, lacustres y eólicas. *Cari Zazo (Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid), Blas Valero (Instituto de Estudios Pirenaicos, CSIC, Zaragoza), Blanca Ruiz Zapata (Dpto. Geología, UAH, Madrid)*

Nº CONTRIBUCIONES: 22

SP-2: Simposio sobre Cartografía Geológica y Geomorfológica del Cuaternario.

Ángel Martín Serrano (División de Geología, IGME, Madrid); José Luis Goy (Dpto. Geología USAL, Salamanca)

Nº CONTRIBUCIONES: 6

Queremos agradecer el trabajo de revisión realizado por los miembros del Comité Científico y disculparles por los errores que pueden existir en este volumen: los asumimos totalmente como nuestros.

El presente volumen se ha dedicado al "Periodo/Sistema Cuaternario".

Los Editores

Conferencias Invitadas



LA RECONSTRUCCIÓN DE LA CUBIERTA DE HIELO MARINO EN EL ARTICO PREVIA A LAS OBSERVACIONES HUMANAS

A. de Vernal (1)

(1) GEOTOP – UQAM & McGill, CP 8888, Montreal (Quebec) H3C 3P8, Canada. devernal.anne@uqam.ca

Abstract (Reconstructing sea-ice conditions in the Arctic prior to human observations): Sea-ice is a very important parameter in the climate and system, which is believed to have experienced large amplitude changes during the recent geological past of the Earth. The most direct proxies of past sea-ice found in marine sediments include sedimentary tracers of particles entrained and dispersed by sea-ice, biogenic remains associated with production associated with sea-ice or with ice-free conditions, in addition to isotopic indication of brine formation or mixing with meltwater. The most common proxies for reconstructing seasonal extent of sea-ice cover are diatoms (opal silica phytoplankton remains), which are principally used in the southern oceans, and dinocysts (organic-walled cysts of protists) principally used in the North Atlantic, Arctic and sub-arctic seas. The isotopic composition (^{18}O) of polar planktonic foraminifera may also provide indication on brine formation associated with the freezing of sea water. In the high latitude of the northern hemisphere, the development of large dinocyst database from the analyses of surface sediment samples permitted the development of transfer functions to reconstruct the duration of sea-ice in terms of months per year from deep-sea sediment studies. During the Holocene, significant fluctuations of sea-ice extent occurred in the Arctic, with different trends in the western and eastern sectors suggesting the involvement of complex mechanisms. At the scale of the last climate cycle, records from the northwest North Atlantic show a coupling between sea-ice extent and large amplitude fluctuations such as the Heinrich events or the Younger Dryas, supporting the hypothesis that sea-ice may act as “amplifier” in the climate system. During the Pleistocene, data from ODP Site 646 in the Labrador Sea, suggest sea-ice occurrence during most of the last million years, with a major sea-ice free interval during isotope stage 11, which corresponds to a particularly warm interval that was possibly the last one characterized by the absence of multi-year perennial sea-ice in the Arctic Ocean.

Palabras clave: hielo marino, cambios climáticos, dinoquistes

Key words: sea ice, climatic changes, dinocysts

El hielo marino es un parámetro muy importante en el sistema climático que ha experimentado cambios de gran amplitud durante el pasado geológico reciente de la Tierra. Sin embargo se trata de un parámetro difícil de reconstruir cuantitativamente, siendo los sedimentos marinos los indicadores más directos que se pueden utilizar para la reconstrucción de la extensión superficial del hielo marino en el pasado. Entre estos indicadores se incluyen: i) trazadores sedimentarios de las partículas arrastradas y dispersadas por el hielo marino, ii) restos biogénicos de la producción asociada a la presencia o ausencia del hielo marino, iii) registros isotópicos de la formación de salmuera, asociada al crecimiento del hielo, o a la dilución con agua-nieve durante los episodios de fusión del hielo marino. Por otra parte, la dificultad para la reconstrucción de la superficie ocupada por el hielo marino es aún mayor en situaciones de flujo sedimentario bajo, y productividad biogénica muy baja, situación que se da bajo una cubierta de hielo marino multi-anual. Por consiguiente la información que se tiene sobre la extensión superficial alcanzada por el hielo marino en el pasado es muy fragmentaria. La mayoría de los estudios se refieren exclusivamente a la presencia o ausencia de la cubierta de hielo marino, y solo unos pocos a la situación de ésta a nivel estacional. Los indicadores más utilizados en la reconstrucción estacional de la superficie ocupada por el hielo marino son las diatomeas (fitoplancton silíceo), especialmente en los océanos australes, y los quistes de dinoflagelados (quistes de protistas con paredes orgánicas-dinoquistes), utilizados principalmente en el Atlántico Norte y los mares árticos y subárticos. La composición isotópica (^{18}O) de los foraminíferos planctónicos polares puede

también aportar información sobre la formación de salmuera asociada con la formación de hielo marino.

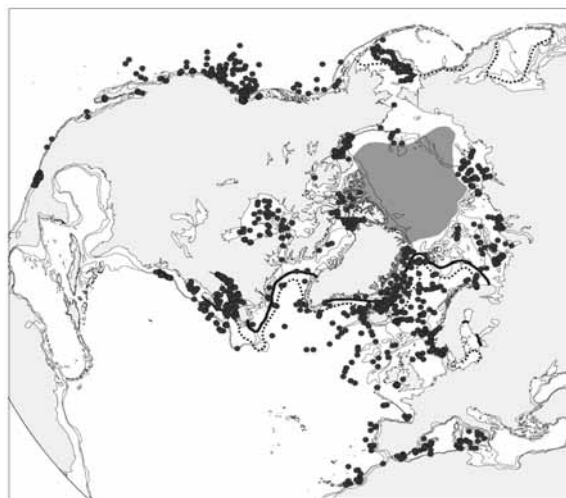


Fig.1. Base de datos ($n = 1189$ sitios) sobre las poblaciones modernas de dinoquistes utilizada para el establecimiento de funciones de transferencia aplicables en la reconstrucción de la duración de la cubierta de hielo marino a escala de meses/año. Zona de color gris oscuro: cubierta de hielo permanente actual. Línea negra gruesa: límite extremo de la amplitud estacional de hielo marino actual.

En latitudes altas del Hemisferio Norte, el desarrollo de una base de datos sobre las poblaciones modernas de dinoquistes a partir de muestras superficiales de sedimentos marinos (Fig.1), ha permitido el establecimiento de funciones de transferencia (s.l.) aplicables en la reconstrucción

de la duración de la cubierta de hielo marino a escala de meses/año.

Durante el Holoceno, los registros de la cubierta de hielo marino en el Ártico, indican fluctuaciones significativas, con tendencias opuestas en la zona oriental y occidental del mismo. Esto sugiere mecanismos complejos de producción y circulación del hielo en relación con flujos de agua dulce y el régimen de vientos. Durante el último ciclo glacial climático, los registros del Atlántico nor-occidental, demuestran un acoplamiento entre la cubierta de hielo y las fluctuaciones climáticas de mayor amplitud tales como los eventos Heinrich o el Dryas reciente, apoyando la hipótesis de que el hielo marino puede actuar como "amplificador" en el sistema climático. Durante el último máximo glacial (ca. 21 ka) , la cubierta de hielo marino fue más

extensa que en la actualidad en el Atlántico Norte , pero la mayor extensión no se alcanzó durante este periodo que tampoco fue el más frío, sino durante los Heinrich 1 y 2. A medida que retrocedemos en el tiempo los registros sobre la cubierta de hielo marino son más escasos y las reconstrucciones de la misma más inexactas. Sin embargo a partir de los datos disponibles, se sabe que hubo grandes cambios en la extensión de hielo marino en los mares subpolares durante el Pleistoceno. Datos obtenidos del sondeo ODP Site 646, mar de Labrador, Noratlántico occidental, sugieren la presencia de hielo marino durante la mayor parte del último millón de años, con la excepción de un intervalo temporal durante el OIS 11, que se corresponde con un periodo particularmente cálido, posiblemente caracterizado por la ausencia de una cubierta multianual perenne en el océano Ártico.



LAS INESTABILIDADES DE LA CIRCULACIÓN TERMOHALINA DEL ATLÁNTICO NORTE: LECCIONES DEL PASADO

C. Hillaire-Marcel (1)

(1) GEOTOP – UQAM & McGill, CP 8888, Montreal (Quebec) H3C 3P8, Canada. chm@uqam.ca

Abstract (Instabilities of thermohaline circulation in the North Atlantic: lessons from the Past): Despite the recent IPCC assessment that "Most models show weakening of the Northern Hemisphere Thermohaline Circulation (THC), which contributes to a reduction of surface warming in the northern North Atlantic. Even in models where the THC weakens, there is still a warming over Europe due to increased greenhouse gases" there is still a widespread misunderstanding of the possible consequence of climate change on the Atlantic Ocean Meridional Overturning. In particular, it is often put forth that a possible consequence of anthropogenic greenhouse gas emissions is: "Global warming will cause the onset of the next ice age". Here I document the history from where this misconception arose and show how it is impossible for an ice age to ensue as a consequence of global warming. Through analysis of the paleoclimate record as well as a number of climate model simulations, it is also concluded that it is very unlikely that the Atlantic Meridional Overturning will cease to be active in the near future, but that a region where intermediate water formation may shut down, is in the Labrador Sea, although this has more minor consequences for climate than if deep water formation in the Nordic Seas were to cease..

Palabras clave: circulación termohalina, cambios climáticos
Key words: thermohaline circulation, climatic changes

El Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC-Intergovernmental Panel on Climate Change) concluía recientemente que "la mayoría de los modelos climáticos sugieren una disminución de la circulación termohalina del océano, en el hemisferio norte, contribuyendo a una reducción del recalentamiento de las aguas superficiales del Atlántico Norte." Pero, estos mismos modelos indican que Europa conocerá un recalentamiento debido al "efecto invernadero." A pesar de esta conclusión, numerosas interpretaciones erróneas de los efectos del recalentamiento climático sobre la circulación oceánica se extendieron en la comunidad científica y la opinión pública. En particular, los medios de comunicación difundieron frecuentemente, durante estos últimos años, que, bajo el efecto invernadero, "el recalentamiento climático conducirá a una nueva edad glacial".

Después de un breve examen de los errores interpretativos que condujeron a esta conclusión, se propone demostrar porqué es imposible que el recalentamiento climático actual conduzca a una nueva era glacial. En esta exposición, revisaremos las condiciones de la circulación oceánica durante episodios más cálidos que el Actual, a partir del análisis de testigos sedimentarios de sondeos del Atlántico Norte y del Ártico, que constituyen archivos de los cambios pasados del océano y del clima. Se examinará cómo, a partir de análisis geoquímicos, isotópicos y micropaleontológicos de los sedimentos, se pueden reconstituir las condiciones del pasado, en particular en las regiones-motriz de la circulación termohalina, en dónde se forman actualmente las aguas oceánicas profundas. Se ilustrará la improbabilidad de que la formación de agua profunda en el Atlántico Norte cese en un próximo futuro, pero la probabilidad, por el contrario, de que la formación de aguas oceánicas intermedias, en el mar de Labrador, se detenga rápidamente. Los efectos de esta interrupción, sobre el clima en los alrededores del océano Atlántico, deberían ser

desdeñables, respecto a los que podrían tener una interrupción de la formación de agua profunda.

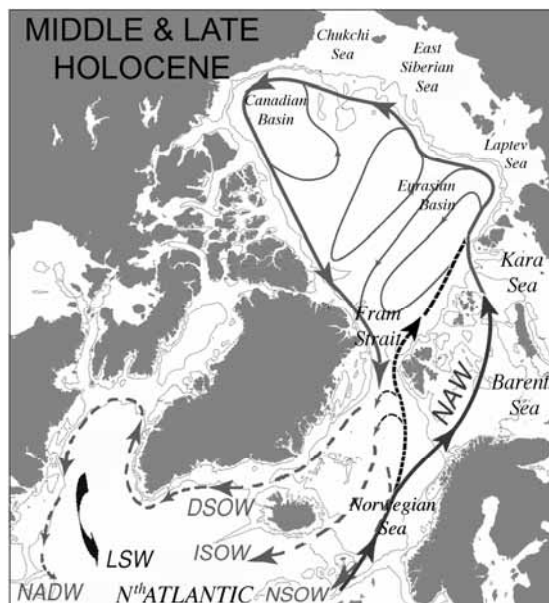


Fig. 1: Siguiendo las flechas de la corriente del Atlántico Norte, el agua caliente de Atlántico Norte (NAW – North Atlantic Water) penetra en el Ártico en donde circula debajo de una capa de aguas frías, con baja salinidad. La NAW se desarrolla notablemente a través de la adición de salmueras producidas por la congelación de las aguas superficiales. Al final de su vuelta en el Ártico profundo, fluye por los estrechos de Fram y los situados en los mares Noruego (NSOW), de Islandia (ISOW) y de Groenlandia (DSOW) hasta el Atlántico Norte (flechas discontinuas). Este agua junto con el agua intermedia del Labrador (LSW-Labrador Sea Water), durante la convección invernal, dan origen al agua profunda del Atlántico Norte (NADW-North Atlantic Deep Water) que ventila el océano del mundo. Este proceso constituye el Atlantic Meridional Overturning.

Sesión 1

Ambientes, secuencias y evolución de valles fluviales durante el Cuaternario



DESLIZAMIENTOS E INUNDACIONES CUATERNARIAS EN LA CUENCA VERTIENTE DEL RÍO DARRO: LA GÉNESIS DEL TAJO DE SAN PEDRO (LA ALHAMBRA, GRANADA)

J.M. Azañón (1), A. Azor (1); J.L. de Justo Alpañes (2), W. Martín-Rosales (1), R. Mateos (3), V. Pérez-Peña (1)

(1) Dpto. Geodinámica-Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra. Universidad de Granada-CSIC. Avd. Fuentenueva s/n. Granada 18002. jazonon@ugr.es, azor@ugr.es, wmartin@ugr.es, vperez@ugr.es

(2) Dpto. de Mecánica de Medios Continuos, E. T. S. Arquitectura. Univ. Sevilla. jjj@us.es

(3) Instituto Geológico y Minero de España. Avda. Ciudad de Querétaro s/n. 07007 Palma de Mallorca. rm.mateos@igme.es.

Abstract (Quaternary landslides and floods in the catchment area of the Darro river: the genesis of San Pedro scarpment, Alhambra, Granada): The Darro River was basically incised in the conglomerates of the Alhambra Formation, during Quaternary times, with an incision rate of 0.2-0.4 mm/year. San Pedro escarpment is a cliff 65 m high which is placed 24 m from the Alhambra wall-palace. The genesis of this cliff is a combination of erosion at the external part of a meander and landslides probably induced by recent tectonic movements of the active normal faults which outcrops in the escarpment. Other key factors in the formation of this escarpment are the floods of the Darro River which occur with a return period of 20 years and a peak discharge of 90 m³/s.

Palabras clave: erosión hídrica, caudal punta, tasas de incisión, Formación Alhambra

Key words: hidrological erosion, peak discharge, incision rates, Alhambra formation

El Tajo de San Pedro está situado en un pequeño meandro del río Darro, concretamente en su lado cóncavo, que es el que se ve sometido a erosión cuando se registran caudales importantes (Fig.1). La historia geológica del río Darro es difícil de establecer, ya que no se conservan antiguos depósitos del río (terrazas fluviales) que permitan deducir algunos rasgos como anchura de la llanura de inundación, posibles caudales, etc. La red de drenaje actual es posterior a los últimos depósitos de abanicos importantes que se registran en el borde de la Depresión de Granada; concretamente, el depósito más importante es el Abanico de la Zubia, al que se le ha atribuido una edad Pleistoceno medio. De acuerdo con esto, el Darro puede haberse generado en el último medio millón de años. Su historia es esencialmente erosiva, debido probablemente a un levantamiento continuo tanto de Sierra Arana, donde nace, como del borde de la Depresión de Granada. Actualmente, el río circula encajado sobre una llanura de inundación muy estrecha (anchura máxima de 250 m), elevada 2-6 m sobre el cauce. En las proximidades de Granada, el río está fuertemente encajado (100-200 m) sobre los materiales conglomeráticos de la Formación Alhambra. En ambos márgenes del río, se reconocen actualmente numerosos deslizamientos que afectan a los conglomerados. Es fácil imaginar que estos deslizamientos repetidos a lo largo del tiempo han contribuido a ensanchar el valle. La génesis del Tajo de San Pedro parece estar relacionada con deslizamientos de este tipo; en este caso, la erosión del río en la parte externa (cóncava) del meandro contribuyó a crear una ladera fuertemente inclinada, que se desestabilizó una o varias veces, mediante deslizamientos o desprendimientos. Como el material de la ladera no está cementado, estos deslizamientos produjeron acumulaciones de material suelto al pie del tajo que eventualmente pudieron haber cortado la circulación del río; sin embargo, por tratarse de materiales sueltos, el río arrastró con relativa rapidez estos materiales aguas

abajo, restituyendo la circulación normal y dejando la ladera del tajo nuevamente expuesta a erosión durante las crecidas.



Fig. 1: Vista panorámica del Tajo de San Pedro.

Actualmente, en la ladera del Tajo de San Pedro se observan árboles curvados, indicativos de movimientos de reptación del suelo. Estos son movimientos muy lentos (velocidad máxima de avance ladera abajo de 1-2 mm/año) que afectan al suelo y que están relacionados con ciclos de humectación y desecación de la ladera; su incidencia sobre la estabilidad del Tajo de San Pedro es mínima. Asimismo, existe un cono de material suelto al pie del Tajo debido a un flujo de derrubios canalizado a través de un pequeño torrente. Flujos como éste, aunque contribuyen al retroceso del Tajo, suponen un peligro escaso, ya que el volumen de materiales que pueden producir es pequeño y además sirve de protección al Tajo para que las crecidas no puedan socavar la base del mismo.

El río Darro es uno de los tres ríos que históricamente han generado inundaciones en la ciudad de Granada. El de mayor cuenca de drenaje es el Genil, si bien actualmente se encuentra regulado por los embalses de Quéntar y Canales. El

otro río susceptible de sufrir desbordamientos es el Beiro, con sólo 13 km² de cuenca vertiente. El Darro posee una cuenca vertiente de 82 km², y carece en la actualidad de sistema alguno de regulación. Tiene su origen al pie del Puerto de la Mora, a 1550 metros de altitud, lo que implica una pendiente media del 5 % para su cauce principal. Este río ha generado desbordamientos en la ciudad en numerosas ocasiones, tal y como se recoge en un estudio realizado por Ayala *et al.* (1986), cuyo objetivo es establecer el riesgo de inundaciones en los núcleos urbanos de Andalucía y Extremadura. En dicho análisis se describen las inundaciones históricas asociadas al Darro. Así, se pueden citar para el periodo 1478-1951 más de una veintena de ellas, lo que implica una frecuencia de desbordamientos de 23 años. De entre ellas, caben citar la del 21 de Junio de 1478, consecuencia de una tormenta de gran intensidad que causó numerosos muertos y daños materiales en la Alcaicería y el Zacatín de Granada. El 5 de marzo de 1600, la crecida originada por el río Darro, según consta en el estudio consultado, socavó su margen izquierda dando lugar a un desprendimiento en el Tajo de San Pedro. En este siglo, también fue excepcional, en lo que a consecuencias y magnitud se refiere, la ocurrida en Agosto de 1629, que inundó la Catedral y destruyó 54 viviendas. Según Ayala *et al.* (1986) este evento posee un periodo de retorno de cien años. El siglo XIX es hasta la fecha el de mayor número de desbordamientos registrados (hasta 11). De entre ellos, cabe destacar los ocurridos durante los días 21 de julio de 1839 y 23 de mayo de 1851, que provocaron la rotura del embovedado del río a la altura de Puerta Real; en la última se llegó a registrar un caudal de 70 m³/s. La más importante de todo este siglo fue al parecer la de los días 14 y 15 de Mayo de 1887, que provocó la rotura del embovedado y generó un socavón de 20 m, despidiendo los escombros hasta 200 m de distancia; arrasó por completo Puerta Real, la Acera del Darro y se midieron caudales de 92 m³/s. La última en importancia corresponde al 13 de Septiembre de 1951, que inundó numerosos sótanos en la calle Reyes Católicos y produjo algunos daños en Puerta Real. Mediante la aplicación de la fórmula racional, basada en datos hidrometeorológicos, los caudales máximos esperables para periodos de retorno de 100 y 500 años son de 157 y 243 m³/s, respectivamente (Ayala *et al.*, 1986).

Por otra parte, hay que indicar que existen varias surgencias en la margen izquierda del Darro, que corresponden a pequeñas surgencias, cuyo origen parece estar más relacionado con la recarga inducida por diversas acequias y conducciones permeables, como es el caso de la Fuente del Avellano. Es éste un aspecto de notable importancia geotécnica, pues en ciertos casos, las pérdidas producidas a partir de estas conducciones pueden generar un incremento de humedad en el suelo, con el consiguiente riesgo de inestabilidad en sectores como el Tajo de San Pedro.

En el techo de los conglomerados de la Formación Alhambra afloran varios paleosuelos rojos atribuidos al Pleistoceno inferior (Günter y Skowronek, 2001). El espesor medio de esta Formación horizontal es de 250 m y el río Darro está completamente encajado

sobre ella hasta sobrepasar su muro. Por tanto, la velocidad de encajamiento del río Darro en los conglomerados de la Formación Alhambra es de 0,2-0,4 mm/año. Estas velocidades de encajamiento son similares a las propuestas por Martín y Braga (1997) para el levantamiento medio de este sector de las estratificaciones de Sierra Nevada.

La génesis del Tajo de San Pedro es la combinación de erosión en el lado externo de un meandro del río y deslizamientos/desprendimientos inducidos por la presencia de una ladera fuertemente inclinada, probablemente condicionada por la existencia de la falla que actualmente se reconoce en la arista del diedro. El pie del Tajo está actualmente cubierto por un cono de derrubios sueltos procedentes de su retroceso más la erosión de la ladera situada por encima. Este cono protege el Tajo de posibles socavamientos en relación con las crecidas del río. A este respecto, los desbordamientos del río se producen con un periodo de retorno de aproximadamente 20 años con caudales máximos estimados de 90 m³/s. Estos caudales máximos, habida cuenta de la protección que proporciona el cono de derrubios, no deben suponer un gran peligro en cuanto a erosión de la base del Tajo.

En relación al posible retroceso de las laderas del Tajo de San Pedro, en la parte occidental se aprecian importantes grietas de tracción paralelas a la ladera que hacen suponer que el retroceso será más acentuado en esa zona. Por otra parte, tal y como se detecta en la evolución reciente del Tajo (Rodríguez-Ortiz, 1998), la ladera occidental ha sido la que ha presentado un retroceso más activo, llegando a destruir casi completamente la cerca cristiana. En el bosque de la Alhambra, la reptación y el arrastre superficial en torrentes son los únicos procesos de ladera detectados. Dado que estos procesos son lentos en general, no parece que puedan poner en peligro, a corto plazo, la estabilidad del Tajo de San Pedro.

Agradecimientos: Este trabajo se ha financiado por el proyecto de I+D+I del Ministerio de Educación y Ciencia CGL2004-03333/BTE. Este resumen se ha beneficiado de las revisiones realizadas por el comité científico.

Referencias bibliográficas

- Ayala-Carcedo, F.J.; Rodríguez-Ortiz, J.M., Prieto Alcolea, C.; Durán Valsero, J.J.; Lamas Romero, J.L. & Rubio Amo, J. (1986). Mapa predictor de riesgos por inundaciones en núcleos urbanos de Andalucía y Extremadura. Madrid, IGME, 64 pp.
- Castillo, A. (1986). *Estudio hidroquímico del acuífero de la Vega de Granada*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Granada-IGME, 658 pp.
- Günter, N. & Skowronek, A. (2001). Sediment-soil sequences in the Granada Basin as evidence for long- and short-term climatic changes during the Pliocene and Quaternary in the Western Mediterranean. *Quaternary International*, 78, 17-32.
- Martín, J.M. & Braga, J.C. (1997). Sierra Nevada. Historia del levantamiento de un relieve deducida de las unidades conglomeráticas de su borde. En: *Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico* (J.P. Calvo & J. Morales, eds), 117-120.
- Rodríguez Ortiz, J.M. (1998). El Tajo de San Pedro en la Alhambra de Granada. Informe N° 2: Propuesta de actuaciones. Informe inédito, 167 pp.



HIDROLOGÍA DE PALEOCRECIDAS EN EL RÍO KUISEB (NAMIBIA) Y SUS IMPLICACIONES EN LA RECARGA DE ACUÍFEROS

G. Benito (1), T. Grodek (2), Y. Enzel (2), N. Porat (3), J. Jacoby (2), O. Dahan (4), G. Van Langenhove (5), M. Seely (6) y B. Botero (1)

- (1) CSIC-Centro de Ciencias Medioambientales, Serrano 115 bis, 28006 Madrid. benito@ccma.csic.es
- (2) The Hebrew University of Jerusalem, Givat Ram, Jerusalem, 91904, Israel. grodek@pob.huji.ac.il. yenzel@vms.huji.ac.il.
- (3) Geological Survey of Israel, 30, Malkhe Israel St, Jerusalem, 95501, Israel. naomi.porat@gsi.gov.il.
- (4) Zuckerberg Institute for Water Research, Ben-Gurion University of the Negev, Sde Boqer Campus 84990, Israel
- (5) Department of Water Affairs, Hydrology Division, Ministry of Agriculture, Windhoek, Namibia.
- (6) The Desert Research Foundation of Namibia, 7 Rossini St., Windhoek, Namibia.

Abstract (Palaeoflood hydrology of the Kuiseb river –Namibia- and its implications on groundwater recharge): The Kuiseb River floods attenuate along the >100 km bedrock canyon channel, losing by transmission large volumes into a relatively wide (200–400 m) sandy braided alluvial downstream channel (~100 km) and reached the ocean only ~10 times since 1890. Slackwater flood deposition was found at 29 sites along ~120 km of the canyons of the Kuiseb River and its main tributary, the Gaub River and there were documented, dated (^{14}C , OSL), and modeled five sites/reaches. A sequence of 13 flood units since early 20th century and 27 flood units since about >1000 years ago have been described. Step-backwater calculations using HEC-RAS indicate that floods of $\sim 850 \text{ m}^3 \text{ sec}^{-1}$ deposited these two sequences. The largest Kuiseb River flood upstream of the Gaub-Kuiseb confluence was estimated in $\sim 1350 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ based on a line of rotten tree logs on top of thin flood deposited (>5 ka) overlying a much older terrace. The frequency of these large floods is then used in determining the long-term frequency of recharging events along the entire river.

Palabras clave: Hidrología de paleocrecidas, Recarga de acuíferos, Río Kuiseb, Namibia.

Key words: Palaeoflood hydrology, Floodwater recharge, Kuiseb River, Namibia

La principal fuente de agua en las zonas áridas de todo el mundo, es aquella relacionada con las crecidas de los ríos efímeros (Shentsis y Rosenthal, 2003). En estas zonas, las tormentas intensas pero de corta duración, originan en los cursos efímeros flujos de agua que pueden durar desde minutos a días, dependiendo del tamaño de la cuenca, permaneciendo el resto de año totalmente secos. Por ejemplo, durante los años 1980s no se observaron crecidas en el río Kuiseb (Namibia) durante tres años consecutivos. Los acuíferos aluviales que se alimentan de la infiltración de estos flujos de crecida constituyen el suministro de agua básico para las actividades humanas, vegetación riparia y vida salvaje de las zonas áridas.

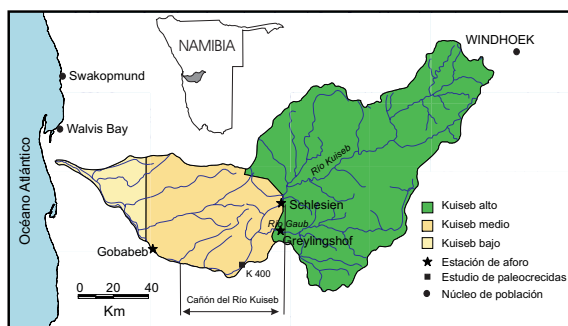


Fig.1. Localización de la zona de estudio.

El Proyecto Europeo WADE, pretende evaluar los recursos hídricos a largo plazo (décadas a centurias) en cuencas seleccionadas de ríos efímeros en Sudáfrica, Namibia, Israel y España, mediante la determinación de las pérdidas de transmisión de las crecidas y cuantificación de la recarga de las crecidas hacia los acuíferos aluviales

(wadeproject.info). En este proyecto se aplica un enfoque innovador, basado en dos temas principales de investigación: 1) Hidrología de paleocrecidas que se utilizara para determinar la magnitud y frecuencia de las crecidas a largo plazo. 2) Hidrología superficial y subsuperficial que será monitorizada con el objeto de cuantificar las pérdidas de transmisión a través del lecho del río hacia acuíferos aluviales. En este trabajo se presentan los resultados de los estudios encaminados a la reconstrucción de las paleocrecidas en la cuenca del río Kuiseb (Namibia).

El Kuiseb es un río efímero con una longitud de 560 km y superficie de cuenca de 14.700 km², localizado en el sector centro-oeste de Namibia (Fig.1). Solamente la cuenca alta del Kuiseb (9000 km²), situada en el altiplano de Namibia (precipitaciones medias superiores a 300 mm/año), genera una escorrentía apreciable, mientras que el resto de la cuenca que se encuentra en el mar de arena del Desierto del Namib (precipitaciones medias de 11 mm/año), donde apenas se genera escorrentía (Jacobson, 1997). En su tramo medio, el río se encaja fuertemente (>200 m) en esquistos y cuarcitas del Precámbrico Superior, desarrollando un cañón de más de 120 km de longitud. En su parte inferior (últimos 100 km), el río conforma una extensa llanura aluvial (200–400 m de anchura) que conecta con el denominado delta del Kuiseb (delta seco o efímero). En este tramo se emplazan los acuíferos de relevancia tanto sobre el aluvial reciente, como en los antiguos sistemas aluviales (paleocanales), con extracciones que han superado los 8 millones de m³ (en el pasado), y que actualmente se han reducido a unos 3–4 millones de m³. Los picos de las crecidas del río Kuiseb se atenúan a lo largo del cañón rocoso

del tramo medio, y las principales pérdidas por infiltración se producen en el tramo aluvial inferior. Desde 1890, únicamente 10 crecidas han alcanzado la desembocadura del Kuiseb en el Océano Atlántico.

Los estudios de paleocrecidas se han realizado en diferentes tramos del cañón del río Kuiseb, donde se lecho presenta una pendiente alta (0,003–0,004 m/m) y una anchura inferior a los 100 m. En el estudio de paleocrecidas se han localizado un total de 29 afloramientos, a lo largo de los 120 km del cañón del río Kuiseb y de su principal afluente el Gaub. Las descripciones y muestreos de detalle se han realizado en cinco tramos.

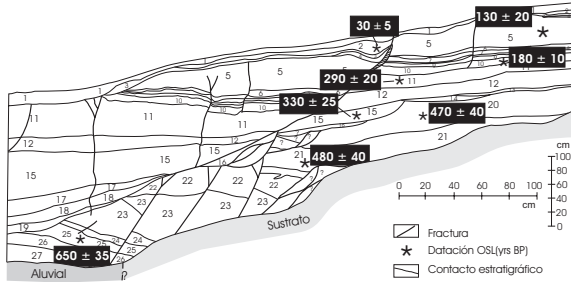


Fig. 2. Panel mostrando los contactos estratigráficos y las dataciones de OSL realizadas.

La secuencia más completa se presenta en un depósito con morfología en banco que se localiza en la desembocadura de un barranco afluente y que se prolonga en unos 250 m hacia su interior. En este afloramiento se han reconocido una secuencia de hasta 27 unidades de inundación, con cronología OSL que se remonta a los últimos 650 años (Fig. 2). Los cálculos hidráulicos realizados mediante el modelo de paso estándar HEC-RAS indican magnitudes de hasta $850 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ para los depósitos de esta secuencia. Sin embargo, se han identificado en diferentes tramos del cañón una línea con acumulaciones de restos de troncos de árboles que se emplazan a una cota superior a la que presentan estas secuencias de paleocrecidas, y con caudales estimados en $1450 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Las evidencias de campo indican que esta crecida se habría producido en los últimos 200 años.

Igualmente, se ha estimado las pérdidas de transmisión y la atenuación del hidrograma de crecida entre las estaciones de aforo disponibles (Schlesien y Gobabeb), y que se encuentran a una distancia de 157 km. Las pérdidas de transmisión se han estimado mediante la diferencia de volumen entre los hidrogramas del mismo evento de crecida. Estas estimaciones no representan el volumen total de agua que recarga el acuífero, sino el máximo volumen potencial de recarga. Estas pérdidas incluyen las debidas a la evaporación, y en mayor medida a la evapotranspiración que se produce por la densa vegetación riparia que se alimenta de estos acuíferos. A modo de ejemplo, el análisis de la crecida ocurrida entre el 25 de enero y el 18 de febrero de 1987 muestra que el volumen de la crecida en la estación de Schelesien alcanzó los 5.8 millones de m^3 , mientras que en Gobabeb se redujo a 1,5 millones de m^3 , lo que supone una pérdida de volumen entre estaciones de 4,3 millones de m^3 (alrededor del 74%). Se ha observado que las crecidas que han alcanzado la estación de Gobabeb

habían registrado un caudal mínimo en la estación de Schlesien de unos 1,2 millones de m^3 .

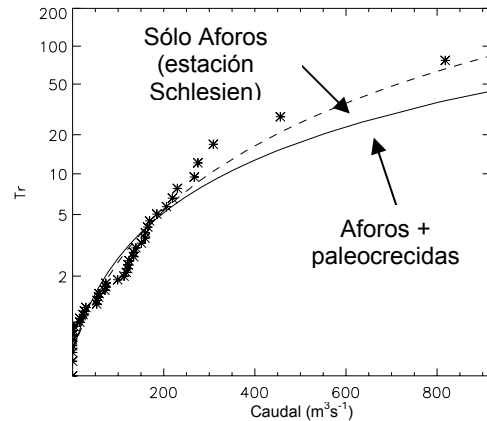


Fig. 3. Comparativa de una distribución GEV utilizando solo los caudales de aforos, y la resultante de utilizar el conjunto de datos aforos+paleocrecidas. T_r en ordenadas representa el periodo de retorno en años.

Se ha realizado un análisis de frecuencia de crecidas combinando los caudales estimados a partir de las evidencias de paleocrecidas y los datos de la estación de aforos de Schelesien (Figs. 1, 2 y 3). El cálculo se ha realizado mediante máxima verosimilitud, con asignación de probabilidades mediante la fórmula de Weibull, a los que se han encajado una distribución generalizada de valores extremos (GEV). De acuerdo con este análisis, las crecidas con periodo de retorno (T) de 5, 10, 50, 100, 500 años corresponden a caudales de 195, 335, 990, 1530, $4000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, mientras que con los datos de aforo estos cuantiles son de 190, 300, 710, 1000 y $2100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectivamente (Tabla 1).

Periodo Retorno, años	Datos de aforo $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$	Aforo+Paleocrecidas $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$
5	190	195
10	300	335
50	710	990
100	1000	1530
500	2100	4000

Tabla 1. Resultado de los cuantiles en una distribución GEV

Los registros centenarios de paleocrecidas muestran que el análisis realizado con los datos de aforos subestiman los caudales de crecida para un periodo de retorno dado, y que, por tanto, la recarga potencial del acuífero puede ser más elevada que lo estimado en trabajos anteriores en base a estudios de la composición isotópica del agua.

Agradecimientos: Este trabajo se ha realizado con financiación del Proyecto Europeo WADE (FloodWater recharge of alluvial Aquifers in Dryland Environments, contrato no. GOCE-CT-2003-506680).

Referencias bibliográficas

- Jacobson, P. J. (1997). *An ephemeral perspective of fluvial ecosystems: viewing ephemeral rivers in the context of current lotic ecology*. Ph. D. Blacksburg, Virginia, Virginia Polytechnic Institute and State University, 1-132.
- Shentsis, I. & Rosenthal, E. (2003). Recharge of aquifers by flood events in an arid region. *Hydrological Processes*, 17, 695-712.



CARTOGRAFÍA DEL ENTORNO URBANO DE LA CIUDAD DE SALAMANCA E IMPLICACIONES EN LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA FLUVIAL DE LA ZONA

J. A. Blanco (1), J. Nespereira (1) y M. Yenes (1)

(1) Dpto. Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced s/n. 37008 - Salamanca. jablanco@usal.es

Abstract (Mapping of the Urban city area of Salamanca and Implications on the fluvial geomorphological evolution of the zone): The Ph. D. Thesis one of the authors of this paper (Nespereira, 2007) entailed the preparation of a detailed geological mapping on a 1/25,000 scale of the urban city area of Salamanca. These detailed observations have allowed us to contribute some clarifications to both the geomorphological map and the geological map, 1/50,000 scale, No. 478 (Salamanca) (Santisteban et al. 2000). The three main points are the following: 1) the establishing of a middle or upper middle Miocene age for the onset of the fluvial incision of the Tormes River; 2) the definition of a silt surface of the Duero Basin in the studied area, and 3) the development of the present fluvial landscape of the area as the result of a particular erosive and denudational model linked to the progressive excavation of the Tormes River Valley.

Palabras clave: Río Tormes, encajamiento fluvial, superficie de colmatación, modelo de vaciado
Key words: Tormes River, fluvial incision, silt surface, erosive-denudational model

La ciudad de Salamanca está situada en el centro-oeste de la Meseta Ibérica, una amplia zona relativamente elevada y plana que se extiende por todo el centro de la Península. El punto más alto, de 939 m. está en "los Montalvos", al suroeste de la ciudad, mientras que las partes más bajas (770 m) están en el río Tormes al W de la ciudad. El área estudiada se puede dividir en dos dominios geomorfológicos muy bien delimitados por los condicionantes geológicos: uno Hercínico con materiales duros y pendientes moderadas, y otro terciario con materiales más blandos y morfologías más suaves. A pesar de esto, conviene aclarar que es justamente en los materiales terciarios próximos a los principales cursos de agua de la zona, los ríos Tormes y Zurguén, donde se localizan los desniveles más importantes de la zona (60 metros en el área de Cabrerizos).

La relación entre los materiales hercínicos del umbral "Los Montalvos-Pizarrales" y los depósitos terciarios en esta zona del borde SW de la Cuenca terciaria del Duero es compleja, pudiendo observarse desde contactos discordantes hasta contactos mecánicos resultado de la actividad de complejas fallas inversas. La actividad de estas fallas se ha dejado sentir al menos al final del depósito de las Areniscas de Cabrerizos (Eoceno medio-superior) y previamente y durante el depósito de la Serie Roja (Mioceno inferior- medio) (Nespereira, 2007)

A nivel de procesos morfológicos la Cuenca terciaria del Duero presenta dos fases muy distintas y perfectamente diferenciadas; una sería la fase constructiva, en la cual la cuenca es **endorreica**, con nivel de base en el centro de la cuenca, y en la que se van a acumular todo el conjunto de depósitos terciarios; la otra, es la etapa **exorreica** en la cual la red fluvial del Duero alcanza el nivel de base atlántico y comienza el encajamiento de la red con el consiguiente desarrollo de todo un conjunto de procesos de entre los cuales, los erosivos van a ser los más importantes. Es especialmente notorio la diferencia de altura entre ambos niveles de base; se

puede estimar una altura de cerca de 900 m para la etapa endorreica al final del mioceno (páramos de Valladolid) y 0 m sobre el nivel del mar para la etapa exorreica (actual nivel de base en Oporto).

Trabajos de distintos autores sobre la morfología de la zona SW de la Cuenca del Duero han demostrado que el proceso de exorreización es muy dilatado en el tiempo que además es gradual y progresa de W hacia el E. De esta forma el **Río Agueda** sería el primer afluente del Duero en alcanzar el estatus de exorreico y esto ocurriría contemporáneamente con el final del depósito de las Areniscas de Ciudad Rodrigo (Eoceno-Oligoceno) (Cantano, 1997). Un poco más hacia el E se sitúa la red del **Huebra-Yeltes** que alcanzaría la exorreización de forma contemporánea o al final del depósito de las Series Rojas de edad Mioceno inferior- medio (Cantano, 1997 y Martín- Serrano et al., 1998). Mediante un estudio de paleoalteraciones y paleosuelos de las Series Rojas de la Depresión de Ciudad Rodrigo se ha podido demostrar que dicha unidad ha permanecido expuesta desde su depósito, lo cual implica el cese de la sedimentación endorreica en esa zona (Blanco et al., 1989). La siguiente cuenca hidrográfica, avanzando hacia el E, sería la del **Tormes** y siguiendo el esquema de exorreización progresivo alcanzaría dicho estatus después de la del Huebra-Yeltes, es decir en el Mioceno medio o después.

La cartografía de unidades terciarias realizada para la confección del mapa geológico y geomorfológico N° 478 atribuye al mioceno inferior (Serie Roja) la contemporaneidad con la exorreización de la Cuenca del Río Tormes (Santisteban et al, 2000), lo cual está en clara contradicción con la hipótesis de la exorreización progresiva. Nuevos datos aportados por la realización de la cartografía geológico-geotécnica de detalle del entorno urbano de la ciudad de Salamanca (Nespereira, 2007) vienen a confirmar la validez de la hipótesis de la exorreización progresiva. En efecto, en esta cartografía se pone de manifiesto que en el entorno

de la Ciudad de Salamanca, y mas concretamente al E del umbral paleozoico "Los Montalvos- Pizarrales" existe una unidad terciaria, de origen fluvial que reposa sobre la Serie Roja. Se trata de la "Unidad Arenas y Conglomerados arcósicos del Viso" de probable edad Mioceno medio o medio superior. Esta Unidad ha sido estudiada a nivel de procesos y por el tipo de alteraciones asociadas a sus paleosuelos internos se puede afirmar que su medio de depósito era endorreico (Suarez Martín, 1998). Teniendo en cuenta que el Río Tormes se encaja en dicha unidad es necesario concluir que el proceso de exorreización y posterior encajamiento son inequívocamente posteriores al depósito de dicha unidad.

Por lo tanto se puede concluir que la exorreización de la cuenca del Río Tormes debe ser datar del Mioceno medio, o medio- superior.

La manifestación mas evidente del cambio paleogeográfico ocurrido entre le proto-Tormes endorreico y el exorreico con nivel de base hacia el W es la curva de 90° que el trazado del Río hace aguas arriba de Salamanca. Hay, además, otros aspectos geomorfológicos que también han sido puestos en evidencia por la citada cartografía; por su importancia vamos a centrarnos en este trabajo en dos de ellos: La superficie de colmatación y el modelo de vaciado como resultado del proceso de encajamiento del Tormes; evidentemente ambos aspectos se refieren en exclusiva al entorno urbano de la ciudad de Salamanca

La superficie de colmatación

Esta superficie la hemos localizado solamente al norte del río Tormes (Teso de Las Cabezas y del Viso), se sitúa a una cota en torno a 870 m y corresponde con el techo de la unidad neógena Arenas y Conglomerados del Viso. Debido a los importantes procesos erosivos que tienen lugar al sur del río no hemos localizado la continuidad de la superficie de colmatación en dicha dirección, pero basándonos en criterios puramente estratigráficos es lógico pensar que dicha superficie tiene prolongación hacia el sur. En efecto, el área madre de los depósitos de Arenas y Conglomerados del Viso es el Sistema Central, y las paleocorrientes de dicha Unidad indican que efectivamente la procedencia de esos depósitos es del sur. En consecuencia, la superficie de colmatación, el techo de la Unidad, no solo debe continuar hacia el sur, sino que es lógico presuponer que debe presentar una cierta inclinación sur- norte, como corresponde a la pendiente sedimentaria de la Unidad, que recordamos que es de origen fluvial.

Cabría la posibilidad de que se tratara de una superficie erosiva posterior al depósito de la Unidad en lugar de una verdadera superficie de colmatación. Esta posibilidad se basa en la abundancia de niveles conglomeráticos hacia el techo. Durante la construcción de la autovía Salamanca-Tordesillas aparecieron un buen número de afloramientos que permitieron observar con detalle el techo de la Unidad y concluir que se trata de una serie granocreciente donde no se detectan rasgos que permitan pensar en un ciclo erosivo posterior al depósito.

El modelo de vaciado

El inicio del proceso de vaciado en buena lógica debe corresponder con la captura atlántica que sufre la red hidrográfica que desde el Sistema Central discurre hacia el centro de la cuenca neógena del Duero. Esta captura provoca la aparición de un nuevo nivel con base en el océano Atlántico y el inicio del proceso de encajamiento y erosión subsiguiente en las cuencas fluviales que progresivamente van siendo capturadas.

La secuencia lógica de procesos, una vez que se produce la captura de la red debe ser la siguiente:

- 1) Fin relativamente brusco de la sedimentación fluvial endorreica que se detiene en una superficie que lógicamente debe ser considerada como la superficie de colmatación
- 2) Adecuación de la red a las nuevas condiciones (jerarquización de la red, formación de capturas hacia el W e inicio del encajamiento y de un pronunciado ciclo erosivo).
- 3) Formación de **sistemas de terrazas** y demás formas aluviales o fluviales relacionadas con el progresivo encajamiento.
- 4) Aparición por **procesos de exhumación** de niveles resistentes de formas que corresponden a sistemas morfogénicos antiguos.
- 5) Formación de valles cuya forma se irá adecuando en función de la velocidad de encajamiento y de los condicionantes litológicos que van surgiendo por la erosión diferencial de niveles más o menos resistentes.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación SAO96/03 de la Junta de Castilla y León. La Universidad de Salamanca concedió una beca complementaria para la realización de la tesis doctoral de uno de los autores (J. Nespereira)

Referencias bibliográficas

- Blanco, J.A., Cantano, M., Armenteros, I., Fernández, B. & Sánchez, S. (1989). Superposición de Procesos de Alteración en la Serie Roja Miocena de la Fosa de Ciudad Rodrigo. En: *Paleogeografía de la Meseta Norte durante el Terciario* (C.J.Dabrio, Ed.). *Studia Geologica Salmanticensis*, Vol.Esp. 5, 223-238.
- Cantano, M. (1997). *Evolución morfológica del sector suroccidental de la Cuenca de Ciudad Rodrigo. Salamanca*. Tesis Doctoral. Universidad de Huelva.
- Martín- Serrano, A., Cantano, M., Carra, I P., Rubio, F & Mediavilla, R (1998): La degradación cuaternaria del piedemonte del río Yeltes (Salamanca). *Cuaternario y Geomorfología*, 12 (1-2), 5-17
- Nespereira, J. (2007) *Estudio, Definición y Cartografía de Unidades Geotécnicas en un Entorno Urbano: Salamanca y su zona de expansión*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca. 528 pp.
- Santisteban, J.I., Martín-Serrano, A. & Monteserín, V. (2000). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 478 (Salamanca)*. IGME. Madrid.
- Suarez Martín, F. J. (1998). *Estratigrafía y Paleoalteraciones en los Depósitos Terciarios del Área de Salamanca*. Tesis de Licenciatura Facultad de Ciencias Universidad de Salamanca, 152 pp.



DISEÑO MORFOESTRUCTURAL DE LOS GRANDES RÍOS IBÉRICOS Y SU SIGNIFICADO EVOLUTIVO A PARTIR DE LA GENERACIÓN DE SUPERFICIES POLINÓMICAS DEL RELIEVE

G. Garzón (1) y J. Garrote (1)

(1) Dept. Geodinámica, Fac. Geología, Universidad Complutense, 28040 Madrid. minigar@geo.ucm.es , juliog @geo.ucm.es

Abstract (Large Iberian Rivers morphostructural design and its evolution interpreted from polynomial trend surfaces):

The Iberian Massif can be assimilated to a large pediplain that buckles and fragments, originating elevations and depressions. As it can be inferred from DEM analysis parallel, more or less equidistant E-W lineaments, reshape the pediplain in depressed troughs where the main drainage converges. The origin of this morphology could be induced by lithospheric flexures that configure large troughs, but westward drainage integration consists of successive long-lasting piracy processes connecting the several isolated tertiary basins. Complementary fractures would fragment and shift this main system of large flexures, favouring the incision of other streams to determine the present zigzag rivers pattern.

Palabras clave: morfología fluvial, superficies tendencia, ondulaciones corticales, integración drenaje.

Keywords: Fluvial morphology, trend surfaces, cortical undulations, river integration.

Los grandes ríos atlánticos de la Península Ibérica muestran un patrón muy regular con cuatro cuencas principales elongadas paralelamente y casi equidistantes, frente a solo una gran arteria fluvial que fluye hacia el Mediterráneo. El detalle de la red de drenaje muestra, sin embargo, una distribución mucho más compleja determinada por un intrincado sistema de capturas sucesivas de las cuencas terciarias interiores con su incisión y vaciado controlados por fracturas en diversas direcciones.

¿Cuál es la génesis de este diseño morfológico y de la dinámica que lleva a la integración de las redes de drenaje para configurar y consolidar los valles de los grandes ríos siguiendo ejes tan geoméricamente definidos dentro de un complejo patrón?

Para realizar una abstracción de los grandes rasgos morfoestructurales del relieve se han utilizado diversos métodos de realce del relieve a partir de un modelo digital del terreno. La base de este análisis es el MDT generado por el proyecto SRTM de escala global (tamaño de píxel de 81 m.) del que se seleccionó el área correspondiente a la Península Ibérica y se procedió a la obtención de los mapas derivados: el mapa de pendientes, un mapa del relieve suavizado mediante la aplicación de un filtro de media (caja de 101 x 101 celdas) y tres mapas de superficies generadas mediante el ajuste de polinomios de diferente orden (2, 6 y 12).

Para derivar las superficies polinómicas (Grohmann, 2005) se obtuvo una muestra aleatoria de puntos correspondientes al MDT original (Idrisi32), y sus coordenadas se exportaron a un fichero ASCII, que se utilizó para la generación de las superficies. Conforme se derivan las superficies obtenemos el valor del error cuadrático medio (RMS) de cada una de ellas que desciende conforme aumenta el orden del polinomio generado, lo que nos indica que éste se ajusta mejor a la muestra de puntos al crecer el orden del polinomio. El comando utilizado (TREND), no conserva los valores de los puntos, si no que realiza el mejor ajuste posible al total de la población

de muestra. Una vez derivadas estas superficies, el álgebra de mapas realizado es una resta entre el MDT original y cada una de las superficies polinómicas generadas. Los mapas resultantes presentan valores tanto positivos como negativos, indicándonos si la superficie actual se encuentra por encima o por debajo de la superficie derivada por el polinomio y que pueden considerarse como posibles anomalías del terreno.

El mapa de pendientes muestra bien los principales controles hercínicos y las principales directrices del drenaje, pero presenta mucho ruido y la definición es pobre. El mapa de abstracción en crestas y valles ofrece una buena sinopsis del patrón fluvial, especialmente para los controles de fallas en el Macizo Ibérico, pero también en las cuencas terciarias encajadas. El patrón zigzagueante E-O del Tajo, la marcada alineación del Sistema Central, el drenaje reticular del Macizo Ibérico, y las superficies de aplanamiento del SO, entre otros.

Pero la mejor abstracción es la que ofrece las anomalías del terreno deducidas a partir de la superficie polinómica, representando áreas positivas y negativas. Los órdenes menores, aunque producen un marcado realce de las principales estructuras resultan en una generalización excesiva. Los órdenes mayores definen mejor las anomalías locales y regionales, por su capacidad de adaptarse a las irregularidades del terreno.

El mapa derivado del polinomio de orden 2 distingue grandes áreas pero con poco detalle local, en el que no son apreciables las irregularidades locales del terreno. Mejor ajuste a estas anomalías presentan los derivados polinomiales de órdenes mayores, en los que además de la segregación del terreno en grandes zonas, pueden interpretarse detalles locales. En todos los mapas se aprecia un bandedo en distribución de zonas positivas y negativas, el cual presenta una dirección aproximada OSO-ENE que se corresponde con las grandes cuencas fluviales y las cordilleras que las individualizan. La

equidistancia entre los ejes de las cuencas es bastante homogénea, salvo para el Duero, que es casi el doble. Aunque el basculamiento de las superficies polinómicas es en sentido OSO, como la dirección general del flujo hídrico, las anomalías positivas aumentan en esa dirección, manifestando un mayor encajamiento de la red, al contrario de lo que parecería esperable.

Esta simplificación grosera del relieve permite asimilar el Macizo Ibérico a un extenso pediplano que se ondula y fragmenta originando elevaciones y depresiones. Las cordilleras conservan en las zonas altas los restos de este aplanamiento, aunque intensamente remodeladas en ocasiones. El drenaje converge en los surcos, las zonas deprimidas, que son paralelas y más o menos equidistantes en esta dirección N70°E. Sobre estas anomalías negativas se desarrollan los valles de los principales ríos, pero aunque las direcciones generales del flujo son claras y unidireccionales, el drenaje en superficie es intrincado y complejo pues las zonas preferentes de incisión fluvial estarán condicionadas por la geología de superficie, que a su vez condiciona las morfologías resultantes. La integración general del flujo hídrico se realiza por tanto siguiendo los surcos preferenciales insinuados, pero por medio de capturas sucesivas que interconectan diferentes cuencas terciarias fragmentadas entre sí.

El origen de estas megaestructuras que controlan la distribución de los grandes ríos ibéricos puede asociarse a grandes ondulaciones muy probablemente relacionadas con flexuras corticales. Estas ondulaciones han sido definidas para la cuenca del Tajo y del Duero a partir de la superposición de superficies armónicas de Fourier sobre el MDT, y confirmadas por las anomalías de Bouguer (Sánchez Serrano, 2000 y Tejero *et al.* 2006) y son interpretadas como pliegues corticales, considerando que las ondulaciones derivadas de la superficie armónica podrían tener una longitud de onda entre 20 y 30 km. Clothing *et al.* (2002) definen, a partir de modelos sintéticos en que simulan la generación del drenaje, unas estructuras mayores (entre 350 y 220 km) y unos pliegues secundarios del orden de 50 km. Los pliegues menores parecen controlar los principales tributarios y su paulatina integración es la que acaba determinando las grandes pautas del flujo. Los cauces se acomodan a los pliegues y también a las fallas conjugadas, que introducen además una asimetría entre bloques (Garrote y Garzón, 2002)

Aunque las flexuras actúan como grandes directrices por la convergencia de flujo, el control fluvial se produce básicamente a favor de fracturas y la causa detonadora es el ajuste de bloques inducido por el movimiento sinistral de las fallas paralelas o conjugadas con las direcciones de las flexuras. Este modelo encaja bien con las propuestas de formación de rhombograben que delimitan las cuencas terciarias a favor de la reactivación de fallas

preexistentes (Garzón, 1980, Portero y Aznar, 1984). El encajamiento de los cauces en el Macizo Ibérico ocurre favorecida por cursos preexistentes y conserva direcciones antiguas pudiendo representar incluso inversiones en la dirección del flujo. La integración paulatina de las cuencas determina en parte la diferente edad de las terrazas que resultan diacrónicas según los tramos de río analizado hecho que desdice la correlación de las terrazas simplemente por su altura respecto al río o en relación con cambios eustáticos, y permite ampliar su rango de edades (Garzón y Fernández, 1993; Martín Serrano, 1991; Pagés *et al.*, 2001; Sánchez del Corral y Blanco 1999).

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por los proyectos N° BTE-2003-045 y CGL2004-03049.

Referencias bibliográficas

- Cloetingh, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andressen, P.A.M., García-Castellanos, D., De Vicente, G. & Vegas, R. (2002). Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21, 1-26
- Garrote, J. & Garzón, G. (2002). La asimetría de la cuenca de drenaje Jarama-Henares, análisis morfométrico y tectónica reciente. En: *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología* (Serrano, E., García de Celis, A., Guerra, J.C., Morales, C.G. & Ortega, M.T., eds.). SEG Universidad de Valladolid, Valladolid, (España), 513-526.
- Garzón, M.G. & Fernández, P. (1993). Las Capturas Fluviales de los ríos Voltoya, Zorita, Moros y Eresma. Sus implicaciones Geológicas. En: *El Cuaternario en España y Portugal*. ITGE, Madrid, (España), 849-859.
- Garzón Heydt, M.G. (1980). *Estudio geomorfológico de una transversal de la sierra de Gredos Oriental (Sistema Central Español)*. Ensayo de una cartografía geomorfológica. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid (España), 425 pp.
- Grohmann, C.H. (2005). Trend-surface analysis of morphometric parameters: A case study in southeastern Brazil. *Computers & Geosciences*, 31 (8), 1007-1014.
- Martín Serrano A. (1991). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 337-351.
- Pagés, J. L.; Hacar, M. P. & Alonso, A. (2001). Problemática de la formación Las Médulas y sus implicaciones morfotectónicas (El Bierzo y SE de Galicia). *Geogaceta*, 30, 99-102.
- Portero, J.M. & Aznar, J.M., (1984). Evolución morfológica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *I Congreso Español de Geología*, Vol. 3. SGE, Segovia (España), 253-263.
- Sánchez del Corral Jiménez, A. & Blanco Sánchez, J.A. (1999). La Depresión Terciaria de Zarza de Granadilla y sus bordes. En: *La Evolución del Relieve en Zócalos Antiguos*. (Molina Ballesteros, E., Sánchez Del Corral, A. & Pol Méndez, C., eds.). *Stvd. Geol. Salmant.*, Vol. Espec. VII. Salamanca (España), 101-120
- Sánchez Serrano, F. (2000). *Análisis de la topografía y deformaciones recientes en el centro de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, Madrid (España), 202 pp.
- Tejero, R., González Casado, J.M., Gómez-Ortiz, D. & Sánchez Serrano, F. (2006). Insights into the "tectonic topography" of the present-day landscape of the central Iberian Peninsula (Spain). *Geomorphology*, 76, 280-294.



DINÁMICA DE LADERAS EN LA VERTIENTE COSTERA DE LA SIERRA DE TRAMUNTANA DE LA ISLA DE MALLORCA, DESDE EL PLEISTOCENO SUPERIOR

R.M. Mateos (1) y J.M. Azañón (2)

(1) Instituto Geológico y Minero de España. Avda. Ciudad de Querétaro s/n. 07007 Palma de Mallorca. rm.mateos@igme.es

(2) Dpto. Geodinámica. Facultad de Geología de la Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva s/n. 18002 Granada. jazanon@ugr.es

Abstract (Slope movements on the coastal side of the Tramuntana Range of Majorca (Spain), since Upper Pleistocene):

The geomorphology of the central sector on the coastal side of the Tramuntana Range (Majorca) is determined by an intense slope dynamism. The landscape is characterised by several blocks of rock being carried along the steep slopes of this littoral. These blocks show a process named "block spread", which is a landslide type controlled by the geology in the area. They affect the rock formation composed of limestone and dolostone of Lower Jurassic (Lías) which tops a softer underlying material, the clays and marls of Upper Triassic (Keuper). The lateral extension causes the fracture of the rock mass into several blocks, more than 100 m in height and 50.000 m³ in volume, which displace, very slowly, over the soft and plastic materials. U/Th dating techniques have been carried out on a sample of pure calcite cementing breccias genetically associated with these great blocks. A Late Pleistocene age of 82,5 x 10³ years has been obtained, which reveals that this process has been active, at least, since this age.

Palabras clave: laderas, deslizamientos, Mallorca, datación

Key words: slopes, landslides, Majorca, radiometric dating

La isla de Mallorca, localizada en el Mediterráneo occidental, presenta diferentes dominios geomorfológicos, destacando la Sierra de Tramuntana en el sector noroccidental de la isla. La estructura geológica de esta cadena alpina condiciona una vertiente meridional suave y una vertiente costera o septentrional mucho más escarpada, con el predominio de acantilados de gran altura sobre el mar. La línea de cumbres de esta cadena montañosa supera los 600 m, siendo el sector central el más elevado, donde destaca el Puig Major, con 1.445 m de altitud.

La franja costera de este sector central de la Tramuntana se caracteriza por el predominio de los materiales rocosos carbonatados del Jurásico inferior (Lías), calizas y dolomías preferentemente, que configuran espectaculares acantilados rocosos de varios centenares de metros de altura. En el tramo de costa comprendido entre el Puerto de Sóller y Cala Tuent (Fig.1), estos materiales rocosos del Lías se disponen directamente sobre los materiales blandos del Keuper, constituidos principalmente por margas, arcillas con yesos, y niveles de rocas volcánicas intercalados (Gelabert, 1998).

Desde el punto de vista estructural, en este tramo litoral, se observan dos líneas principales de fracturación, con direcciones N40°E y N65°E respectivamente. Estas fracturas, visibles a escala regional, juegan un papel fundamental en la dinámica de las laderas y determinan unos rasgos geomorfológicos predominantes en el paisaje de la costa, al definir los grandes escarpes de roca e incisiones de este litoral (Fig.1). Para un análisis más detallado de los procesos que tienen lugar en la costa, se ha seleccionado el área de estudio que comprende el margen litoral del Puig de Bálitx.

La zona de Bálitx comprende un área triangular de 1,2 km² situada a 1,5 km al NE del Puerto de Sóller (Fig.1). Presenta un relieve muy abrupto, ya que, en apenas 720 m, se pasa de una cota de 579 m (Puig de Bálitx) al nivel del mar. Destaca en la parte superior un escarpe rocoso, casi vertical, de unos 300 m de altura, dominado por las rocas carbonatadas del Lías. A lo largo de la ladera se observan numerosos bloques paralelepípicos de roca caliza desplazándose muy lentamente (Fig.2). Estos bloques pueden tener alturas de hasta 100 m y volúmenes superiores a 50.000 m³. Se han medido desplazamientos de los mismos de hasta 300 m.

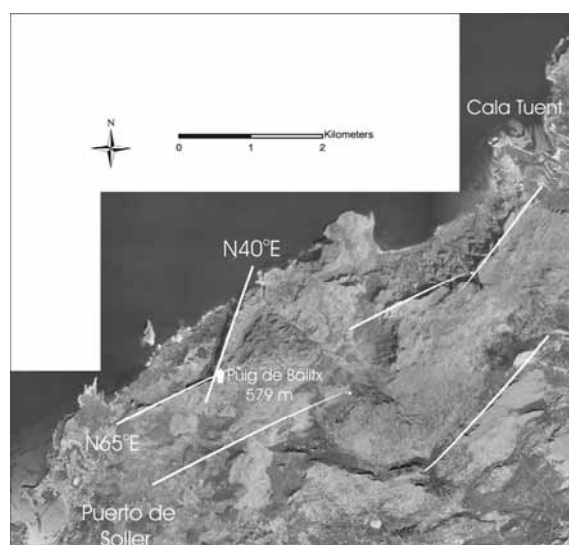


Fig.1. Foto aérea de la zona costera comprendida entre el Port de Sóller y Cala Tuent, en el sector central de la Sierra de Tramuntana. Se representan las principales líneas de fracturación.



Fig. 2. Expansión lateral de bloques de roca en las laderas de Bálitx.

Hutchinson (1991), McGill y Stromquist (1979) y Baars (1989), describen morfologías similares asociadas a expansiones laterales de bloques, *block spreads*, que se producen cuando una formación competente descansa sobre un material blando, produciéndose una extensión lateral sin que se identifiquen superficies de cizalla o flujo plástico en la base. Es el caso de Bálitx, donde la formación rocosa liásica descansa sobre los materiales blandos del Keuper. De esta forma, las calizas liásicas se van fracturando, configurándose grandes bloques de roca que se desplazan lentamente a través del Keuper (Fig.3), hasta su desplome en la ladera.

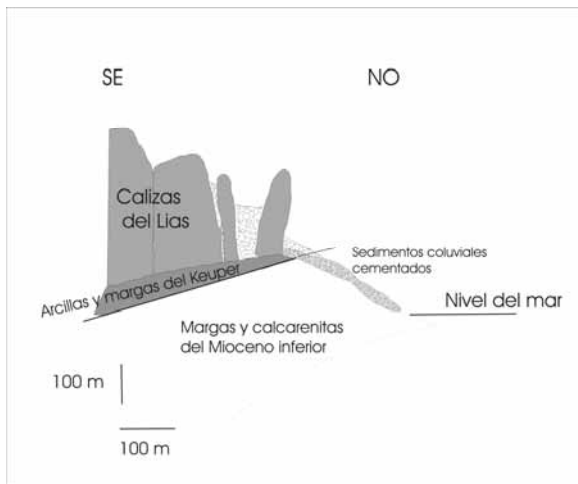


Fig. 3. Control geológico del proceso de expansión lateral de bloques. El nivel de despegue lo conforma los materiales blandos del Keuper.

El sucesivo despegue de bloques en la formación superior va dando lugar a la formación del escarpe rocoso de 300 m de altura, con forma triangular (Fig.4) y que coincide con los dos planos de fracturación predominantes en la zona.

Al pie del escarpe se observa una amplia zona más llana (Fig.4), constituida por la acumulación de los

numerosos bloques desplomados del frente rocoso, dando lugar a depósitos caóticos de brechas heterométricas que configuran un sedimento coluvial cementado.

En un afloramiento de estos depósitos cuaternarios, se ha tomado una muestra del cemento de las brechas, constituido por calcita pura, y se ha procedido a su datación con U/Th en el Laboratorio Radioquímico de la Universidad italiana "Roma Tre". Se ha obtenido una edad de 82.5 ± 5.6 Ka, que corresponde al Pleistoceno superior. Recientes estudios de las fluctuaciones del nivel del mar durante el Cuaternario en Mallorca (Ginés, 2000), revelan un máximo transgresivo hace 83 Ka, que corresponde al final del período interglaciar Riss/Würm. El proceso de expansión lateral de bloques se viene produciendo, al menos, desde este período y quizás, un período climático más húmedo que el actual, pudo inducir el proceso.



Fig. 4. Fotografía oblicua de la zona de Bálitx, donde se observa el escarpe rocoso triangular, de unos 300 m de altura, y la zona más llana al pie donde se han ido acumulando los grandes bloques desplazados y desplomados.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología y FEDER, con el Proyecto de I+D+i del Plan Nacional REN2001-337.

Referencias bibliográficas

- Baars, D. (1989). *Canyonlands Country: Geology of Canyonlands and Arches National Parks*. Canon Publishers Ltd., Lawrence, Kans, 140 pp.
- Gelabert, B. (1998). La Estructura Geológica de la Mitad Occidental de la Isla de Mallorca. *Colección Memorias*, I.T.G.E, 129 pp.
- Ginés, J. (2000). *El karst litoral en el Levante de Mallorca: una aproximación al conocimiento de su morfogénesis y cronología*. Tesis Doctoral. Universitat de Les Illes Balears, Palma de Mallorca (España), 595 pp.
- Hutchinson, J.N. (1991). Periglacial and slope processes. *Engineering Geology, Special Publication 7*, Geological Society of London, 283-331.
- McGill, G.E., & Stromquist, A.W. (1979). The Grabens of Canyonlands National Park, Utah: Geometry, Mechanics and Kinematics. *Journal of Geophysical Research*, 84 (B9), 4547-4563.



SIGNIFICADO DE LAS INUNDACIONES EN LA CUENCA DEL RÍO GUADIANA EN RELACIÓN CON MECANISMOS CLIMÁTICOS Y SU VARIABILIDAD

J. A. Ortega (1) y G. Garzón (1)

(1) Dpto. Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid. Avda. Complutense s/n . 28040-Madrid. ortega47@yahoo.com

Abstract (Guadiana river floods and the influence of climate systems variability): Hydroclimatology offers an important tool in order to improve our knowledge about the flood producing mechanisms, which can be used to explain historical and palaeohydrological events. Storm cells and mesoscale systems develops into small floods, mainly at tributary streams, and a synoptic scale relates better to Guadiana river floods, dominant in winter. Macroscale atmospheric configuration can explain flood generation at the Guadiana river and, particularly, the North Atlantic Oscillation (NAO) shows a good relationship between winter floods and a negative NAO phase. Palaeoflood records show event clusters during cooling phases and it is likely that they reflect moments of climatic variability. Circulation mode shows also flood control and in the Guadiana river basin is related to a zonal or transitional mode. The basin has a mixed influence between the two modes what is interpreted as Atlantic or Mediterranean Influence.

Palabras clave: Inundaciones, NAO, clima, Guadiana,
Key words: Floods, NAO, climate, Guadiana,

Las inundaciones expresan en tierra las complicadas relaciones clima-atmósfera si bien no es siempre fácil de encontrar el nexo de unión entre ambas. El análisis conjunto de inundaciones históricas y de paleoinundaciones (empleando depósitos de remanso o *slackwater* deposits) junto con los eventos recientes aforados ha permitido relacionar la ocurrencia de eventos extremos en la cuenca del río Guadiana con situaciones hidroclicmáticas determinadas. Los principales mecanismos generadores de las crecidas operan a distinta escala y son sobre todo de dos tipos: tormentas y frentes. Las tormentas (micro y mesoescala) se relacionan con inundaciones locales que afectan básicamente a los afluentes del río Guadiana. Los frentes del W y SW son las situaciones meteorológicas que relacionan inundaciones con lluvias que ocurren sobre todo durante el invierno (Ortega y Garzón, 2002). A un nivel superior (macroescala) encontramos algunos mecanismos que favorecen o dificultan la entrada de los frentes húmedos que descargan agua en la cuenca. Son las teleconexiones o relaciones entre agua y atmósfera, como la Oscilación del Atlántico Norte (NAO).

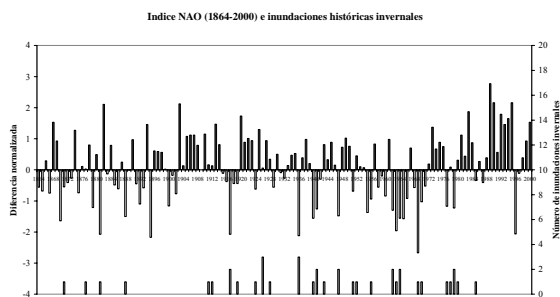


Fig.1.: Relación entre las inundaciones de la cuenca y las oscilaciones del índice NAO.

La información de inundaciones históricas nos ha permitido establecer relaciones para el total de la serie del índice NAO propuesto por Hurrell (1995),

que expresa la diferencia de temperaturas oceánicas entre dos lugares alejados del océano Atlántico, como son las islas Azores e Islandia. En el caso de la cuenca del río Guadiana se ha demostrado el aumento de la frecuencia de inundaciones invernales con periodos de NAO en fase negativa (Ortega y Garzón, 2004 y Ortega *et al.* 2005). Idéntica relación se ha establecido para las lluvias invernales y la NAO negativa por algunos autores (Rodríguez-Puebla *et al.*, 2001; Goodes y Jones, 2002 y Trigo *et al.*, 2004), pero no se había relacionado directamente con las inundaciones en la cuenca, sí en otras regiones como Andalucía (Rodrigo *et al.*, 1994). La correlación es especialmente buena a partir de comienzos del siglo XX, y sobre todo cuando los valores del índice NAO son fuertemente negativos.

Otro elemento importante para relacionar clima e inundaciones es la información de paleocrecidas (Ortega y Garzón, 2003). Hemos empleado el registro de eventos antiguos para la cuenca media y baja del río Guadiana para contrastar los momentos de crecida con las pulsaciones frías y cálidas obtenidas en Europa por Chaline (1985). Los resultados muestran que las grandes crecidas en la cuenca coinciden con momentos de pulsaciones frías, tanto los eventos de paleoinundaciones más antiguos que hemos encontrado (3260±40 cal BP, 1180±40 cal BP y 710±40 cal BP) como los eventos que hemos asociado a ciertas inundaciones históricas (1545, 1603, 1758, 1823 y 1876). Aunque para algunas pulsaciones frías no hemos encontrado registro de inundaciones en la cuenca, los grandes eventos de crecida nunca coinciden con momentos de pulsación cálida. Thorndycraft y Benito (2006) señalan durante el Holoceno siete periodos en los que hay una concentración de episodios de crecida siendo probable que dicha concentración de los depósitos de remanso signifique variabilidad climática (fases frías o cálidas), Dentro de los más recientes que definen (3880-3085 cal BP y 1300-0 cal BP) se encontrarían los tres registros antiguos

obtenidos por nosotros en la cuenca del Guadiana. No hemos datado en la cuenca crecidas durante el Periodo Medieval Templado (MWP) en oposición de lo obtenido por Thorndycraft y Benito (2006) pero sí las hay durante el periodo de Pequeña Edad de Hielo (LIA), siendo este último un periodo de grandes eventos como indican autores de toda Europa. También se ha observado la localización de algunos macroeventos en los momentos de cambio entre pulsaciones, como por ejemplo la crecida de 1876 (la mayor registrada en época histórica), dentro de una transición entre pulsación fría ("pulsación Fernau") y el Óptimo Reciente.

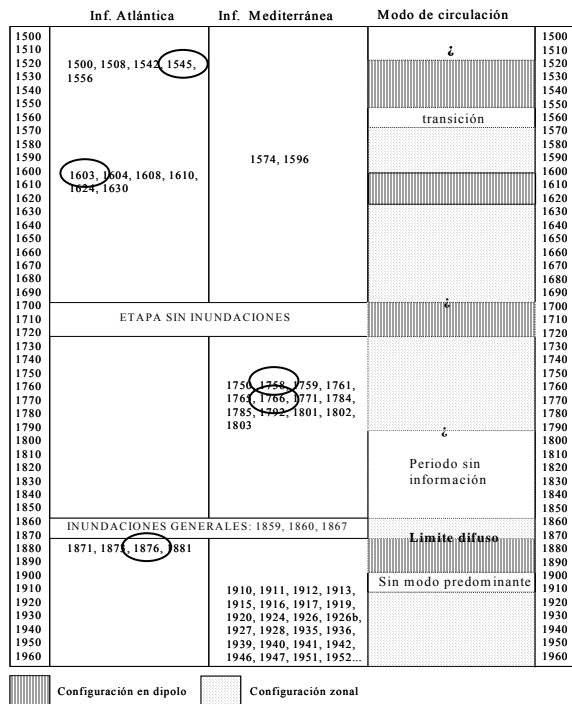


Fig. 2. Relación entre los periodos climáticos e inundaciones históricas en la cuenca. Los eventos se han agrupado según la influencia zonal o en dipolo predominante.

Además de las relaciones de macroescala, existe otro condicionante climático que se puede relacionar bien con la ocurrencia de crecidas y que son los modos de circulación predominantes. Según Jacobs et al. (2003) las inundaciones en Centroeuropa se relacionan con un modo de circulación de tipo zonal mientras que en la zona Mediterránea las inundaciones guardan relación con circulación en dipolo.

En la cuenca del río Guadiana la influencia de un tipo u otro genera inundaciones diferentes, siendo mayor la influencia de tipo zonal, más ligada con características de tipo Atlántico que genera crecidas en el río principal, mientras que la circulación en dipolo está más ligada con crecidas en los afluentes en la cuenca. Se han observado asimismo agrupaciones de grandes eventos en los momentos de transición de un tipo a otro, como las crecidas de 1545, 1603, 1876 y 1910, las tres primeras estimadas como las mayores recogidas en el periodo histórico incluso mediante paleohidrología.

Las complejas relaciones entre atmósfera y clima permiten comprender mejor los mecanismos por los

cuales se generan las crecidas en la cuenca del río Guadiana, y aunque no siempre guardan una relación unívoca, es posible interpretar el porqué de la aparición de eventos extremos en el registro histórico y de paleocrecidas. Las agrupaciones encontradas suponen para la cuenca una alta relación entre eventos de crecida y momentos fríos o de transición hacia momentos cálidos, pero nunca dentro de momentos cálidos. Esto último supone una diferencia respecto a lo encontrado por Thorndycraft y Benito (2006) para el contexto peninsular, pero estimamos que dicho estudio trata los momentos de crecida en la península como un conjunto de eventos sin hacer distinciones entre los comportamientos de las cuencas de la vertiente Atlántica y la Mediterránea, que presentan diferencias en cuanto a la aparición de crecidas en función de los modos de circulación predominantes. La cuenca del Guadiana aunque supone una zona mixta de influencia entre ambas vertientes, refleja un predominio de las crecidas extremas durante episodios de circulación zonal.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por los proyectos N° BTE-2003-045 y CGL2004-03049 del MYCIT.

Referencias bibliográficas

- Chaline, J. (1985). *Histoire de l'homme et des climats au Quaternaire*. Doin, Paris, 366 pp.
- Goodes, C.M. & Jones, P.D. (2002). Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall. *International Journal of Climatology*, 22, 1593-1615.
- Hurrell, J. W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- Jacobeit, J., Glaser, R., Luterbacher, J., & Wanner, H. (2003). Links between flood events in central Europe since AD1500 and large-scale atmospheric circulation modes. *Geophysical Research Letters*, 30 (4), 1172.
- Ortega, J. A. & Garzón, G. (2002). Inundaciones en la cuenca del río Guadiana y su relación con el tipo de evento tormentoso. En: *Aportaciones a la geomorfología en el inicio del tercer milenio*. (A. Pérez González, J. Vegas y M.J. Machado, eds), 97-102.
- Ortega, J. A. y Garzón, G. (2003). Palaeohydrology of the Guadiana River. Barcelona. Comisión Europea. 33-38.
- Ortega, J.A. & Garzón, G. (2004). Influencia de la oscilación del Atlántico Norte en las inundaciones del río Guadiana. *Contribuciones recientes sobre geomorfología*. Sociedad Española de Geomorfología, 2, 117-127.
- Ortega, J.A., Potenciano, A. & Garzón, G. (2005). Influence of North Atlantic Oscillation in Guadiana River floods using historical and palaeohydrological data. *VI Internacional Conference on Geomorphology*. Zaragoza.
- Rodrigo, F.S., Esteban-Parra, M.J. & Castro-Díez, Y. (1994). An attempt to reconstruct the rainfall regime of Andalucía (southern Spain) from 1601 A.D. to 1650 A.D. using historical documents. *Climatic Change*, 27, 397-418.
- Rodríguez-Puebla, C. Encinas, A.H. & Sáenz, J. (2001). Winter precipitation over the Iberian peninsula and its relationship to circulation indices. *Hydrology and Earth System Sciences*, 5 (2). 233-244.
- Thorndycraft, V. & Benito, G. (2006). The Holocene fluvial chronology of Spain: evidence from a newly compiled radiocarbon database. *Quaternary Science Reviews*, 25, 223-234.
- Trigo R.M., Pozo-Vazquez D., Osborn T.J, Castro-Díez Y., Gámis-Fortis S. & Esteban-Parra M.J. (2004). North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 24, 925-944.



ANÁLISIS DE LA EROSIÓN DIFERENCIAL PRODUCIDA EN LAS SUBCUENCAS DE GUADIX Y BAZA A PARTIR DE LA RECONSTRUCCIÓN DEL RELIEVE EN EL PLEISTOCENO SUPERIOR

J.V. Pérez-Peña (1), J.M. Azañón (1), A. Azor (1) y F. González-Lodeiro (1)

(1) Dpto. Geodinámica. Facultad de Geología de la Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva s/n. 18002 Granada. vperez@ugr.es

Abstract (Analysis of the differential erosion in the Guadix and Baza sub-basins from the reconstruction of the Upper Pleistocene landscape): Erosion rates in the Guadix-Baza basin have been calculated drawing on a volumetric estimation of sediment loss by river erosion since the late Pleistocene. On this purpose we have performed a reconstruction of the geometrical surface dated in 43 Ka and defined by a calcrete layer that capes the basin infilling. By comparing the reconstructed geomorphic surface and the present day topography we have calculated the volume of sediment lost by hydric erosion in the entire basin. The resulting erosion rate is $6.57 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$. Individual erosion rates for Guadix and Baza sub-basins ($11.80 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ and $1.77 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ respectively) suggest different stages of drainage pattern evolution in both sub-basins. We attribute the lower values obtained in the Baza sub-basin as related to the downthrowing of this sub-basin due to very recent activity along the Baza fault.

Palabras clave: tasas de erosión, cuenca de Guadix-Baza, Pleistoceno superior – Holoceno, falla de Baza

Key words: Erosion rates, Guadix-Baza basin, Upper Pleistocene-Holocene, Baza fault

La cuenca neógeno-cuaternaria de Guadix-Baza, situada en el sureste peninsular, representa un buen ejemplo de cómo los procesos erosivos han modelado el relieve en el Pleistoceno superior – Holoceno. Valores de erosión actual en esta cuenca, calculados por medio de la monitorización del retroceso de cárcavas dan tasas altas de entre 4 y $6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ (Vandekerckhove *et al.*, 2001 a y b).

En este trabajo se han determinado las tasas de erosión globales en la cuenca de Guadix-Baza, desde que comenzó la jerarquización de la red de drenaje (Pleistoceno superior) hasta la actualidad. Para ello se ha restaurado la morfología de la cuenca anterior al desarrollo de la red de drenaje actual a partir de una superficie de referencia definida por la formación de una calcreta laminar que marca el fin de la sedimentación neógeno-cuaternaria.

La cuenca de Guadix-Baza es una depresión topográfica situada entre varias de las sierras de las Cordilleras Béticas (Sierra Nevada, Sierra de Baza, Sierra de Cazorla), con un drenaje externo hacia el Océano Atlántico a través del río Guadalquivir (Viseras, 1991; Viseras y Fernández, 1992). La morfología actual dominante consiste en una meseta elevada con una altitud media de 1000 metros, fuertemente disectada por la red de drenaje actual. Esta meseta está definida por la calcreta antes mencionada.

Para establecer una tasa global de erosión en la cuenca de Guadix-Baza, hemos utilizado como superficie de referencia la definida por la calcreta, cuya edad absoluta es conocida ($42,6 \pm 5,6 \text{ ka}$; Azañón *et al.*, 2006). Por tanto, la tasa calculada corresponde al encajamiento medio de la red de drenaje desde el Pleistoceno superior hasta la actualidad. Para ello, se ha partido de un modelo digital de elevaciones de 20 metros de resolución de píxel, del cual únicamente se ha considerado la

superficie ocupada por sedimentos neógeno-cuaternarios incluidos en la cuenca vertiente del río Guadiana Menor.

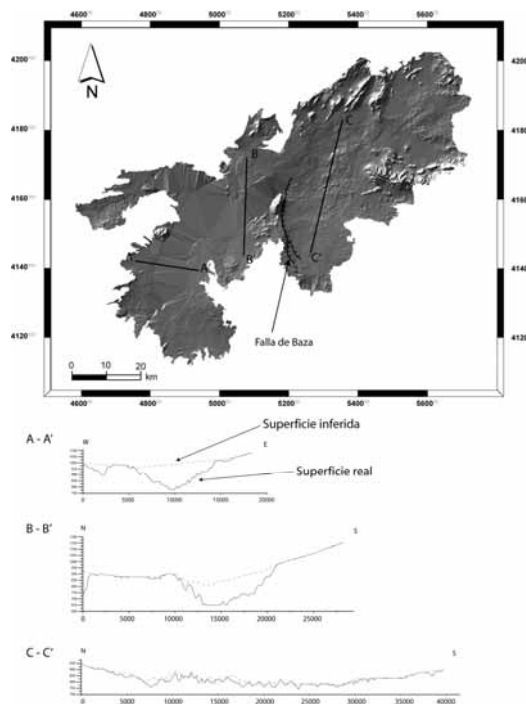


Fig.1. Modelo restituído de la cuenca de Guadix-Baza obtenido según el procedimiento descrito en el texto. Los tres perfiles realizados muestran la superficie real y la inferida a partir de este modelo.

Nuestros cálculos se basan en la restitución de la superficie definida por la calcreta a su estado inicial previo al desarrollo de la red de drenaje actual. Para realizar esta restitución la metodología aplicada se basa en aislar los píxeles pertenecientes a la superficie de la calcreta, y a partir de esos puntos interpolar hasta obtener la morfología que debería tener antes de que la red de drenaje se encajase

sobre ella. Con este método se extraen todas las celdas posibles pertenecientes a la superficie de referencia definida por la calcreta. Para evitar errores y mejorar la calidad del cálculo, se han eliminado las áreas donde no existe la superficie de referencia.

Esta operación se ha realizado con la ayuda del software ArcGIS 9.1, el modelo digital y las ortofotos disponibles para la zona.

	Área (ha)	Volumen (Hm ³)	Tasa erosión (m ³ ha ⁻¹ año ⁻¹)
Total	429344,32	120092,13	6,66
Sub. Guadix	205168,36	103169,40	11,97
Sub. Baza	224175,96	16922,73	1,80

Tabla 1. Valores de área, volumen estimado y tasa de erosión global y para subcuencas de Guadix y Baza individualmente.

El resultado de esta interpolación es un nuevo modelo simulado que reproduce la morfología de la superficie de la cuenca en el momento previo a la instalación de la red de drenaje actual (Fig.1). Los tres perfiles realizados muestran la diferencia entre la topografía actual y la inferida (Fig.1). Si se tiene en cuenta que cada píxel del MDT tiene una superficie de 400 m², el volumen total erosionado en la cuenca de Guadix-Baza puede obtenerse comparando la superficie de referencia interpolada y la superficie topográfica actual. Los resultados se muestran en la tabla 1. Se ha calculado la tasa de erosión para la totalidad de la cuenca de Guadix-Baza (6.57 m³ha⁻¹año⁻¹) y las tasas correspondientes a las subcuencas de Guadix (11.80 m³ha⁻¹año⁻¹) y Baza (1.77 m³ha⁻¹año⁻¹).

Al restar ambos modelos, el resultado es la diferencia en altura en cada píxel entre la superficie inferida y la superficie real. Este modelo resultante nos da información de cómo se distribuye espacialmente la erosión en la cuenca de Guadix-Baza (Fig.2). Los valores más altos se concentran en la subcuenca de Guadix cerca del punto de captura y avanzan hacia el sur y en menor medida hacia el este (Fig.2).

Las características morfológicas de las subcuencas de Guadix y Baza son muy diferentes; mientras que en la subcuenca de Guadix la red de drenaje está fuertemente encajada dando lugar a valles de hasta 300 metros de profundidad, en la de Baza el encajamiento de la red es mucho menor y los valles fluviales rara vez superan los 60 metros. Esta disparidad se pone de manifiesto en las tasas de erosión de ambas subcuencas, casi de un orden de magnitud más altas en la subcuenca de Guadix que en la de Baza.

La falla de Baza actúa como un límite tectónico entre ambas subcuencas. Esta falla normal de dirección aproximada N-S es activa (Alfaro *et al.*, 2006) a lo largo del Cuaternario y actúa deprimiendo la subcuenca de Baza (localizada en su bloque de techo) y elevando la de Guadix (en su bloque de muro). La actividad de esta falla condiciona el

avance de la erosión remontante hacia la subcuenca de Baza, y por tanto el normal desarrollo del encajamiento de la red de drenaje. Mientras que la erosión avanza desde la captura hacia el sur, su avance hacia el este se encuentra frenado por la falla de Baza (Fig. 2). La actividad cuaternaria de esta falla proporcionaría una explicación satisfactoria de las altas diferencias encontradas sobre las tasas de erosión de las subcuencas de Guadix y Baza.

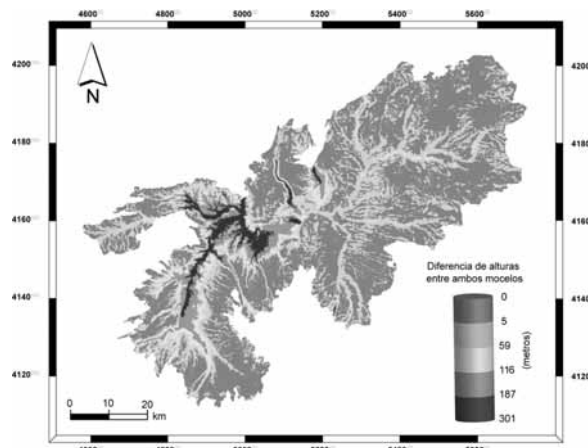


Fig.2. Valores de erosión (metros) obtenidos mediante la resta del modelo generado y el modelo real.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado los proyectos BTE2003-01699 y CGL2004-03333/BTE del Ministerio de Educación.

Referencias bibliográficas

- Alfaro, P., Sanz de Galdeano, C., Galindo-Zaldívar, J., García-Tortosa, J., López Garrido, A.C., López Casado, C. & Marín, C., (2006). ¿Qué falla causó el terremoto de Baza de 1531?. 5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Sevilla.
- Azañón, J.M., Tuccimei, P., Azor, A., Sánchez-Almazo, I. M., Alonso-Zarza, A., Soligo, M. & Pérez-Peña, J.V. (2006). Calcrete features and age estimates from U/Th dating: Implications for the analysis of Quaternary erosion rates in the northern limb of the Sierra Nevada range (Betic Cordillera, southeast Spain), En: *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates* (A. Alonso-Zarza, & L.H. Tanner, ed.). *Geological Society of America Special Paper*.
- Vandekerckhove, L., Muys, B., Poesen, J., De Weerd, B. & Coppé, N. (2001a). A method for dendrochronological assessment of medium-term gully erosion rates. *Catena*, 45, 123-161.
- Vandekerckhove, L., Poesen, J., Oostwoud Wijdenes, D. & Gysels, G. (2001b). Short-term bank gully retreat rates in Mediterranean environments. *Catena*, 44, 133-161.
- Viseras, C. (1991). *Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Granada (España), 327 pp.
- Viseras, C. & Fernández, J. (1992). Sedimentary basin destruction inferred from the evolution of drainage systems in the Betic Cordillera, southern Spain. *Journal of the Geological Society of London*, 149, 1021-1029.



CARACTERÍSTICAS HIDRODINÁMICAS Y SEDIMENTOLÓGICAS DE LA CUENCA ALTA DEL RÍO CARES DURANTE EL CUATERNARIO (PICOS DE EUROPA, NW DE ESPAÑA)

J. Ruiz (1) y M. A. Poblete (1)

(1) Dpto. de Geografía de la Universidad de Oviedo. C/ Tte. Alfonso Martínez, s/n, 33011, Oviedo. ruizjesus@uniovi.es

Abstract (Hydrodynamic and sedimentological characteristics of the upper Cares river basin during the Quaternary (Picos de Europa, NW Spain): We analyse the evolution of the fluvial net's hydrodynamic behavior of the river Cares and its tributaries Casaño and Ribeles, during the Quaternary. The sedimentological analysis of the deposits located around Arenas de Cabrales reveal that the stream of these rivers had a behavior of torrential type. Two phases are clearly distinguished. The ancient phase is characterized by a flow of carrying power moderate and by a big capacity of dissection. In this phase the highest terraces are formed. The terraces are hanging and defined by its limited thickness, massive structure and its texture of matrix-supported. In the most recent phase the flow is very energetic and has a high ability to transport coarse clasts. In this phase a higher number of terraces are formed. These terraces have a greater thickness and a massive and chaotic structure although with textures of clast-supported.

Palabras clave: evolución hidrodinámica, análisis sedimentológicos, terrazas fluviales, Picos de Europa, Cordillera Cantábrica
Key words: hydrodynamic evolution, sedimentological characteristics, fluvial terraces, Picos de Europa, Cantabrian Range

En la depresión de Arenas de Cabrales (Oriente de Asturias), donde confluyen el río Cares y sus tributarios Casaño y Ribeles, se ha depositado a lo largo del Cuaternario un sistema de terrazas fluviales (T) integrado por 9 niveles con alturas de +90 m, +60 m, +42-50m, +20-22 m, +14-17 m, +12 m, +8-10 m, +6-7 m y +5 m sobre el nivel actual del cauce.

Para profundizar en los mecanismos de deposición y las variaciones en el comportamiento hidrodinámico durante la génesis de los depósitos fluviales, se han realizado análisis sedimentológicos en todos los niveles donde hay cortes adecuados. En el caso de la fracción gruesa se han efectuado recuentos granulométricos, espectros litológicos y análisis morfométricos de lotes de cantos de idéntica litología y eje mayor comprendido entre 4 y 6 cm, a fin de conocer los índices de desgaste, aplanamiento y disimetría. Asimismo, a través del estudio de la fracción fina se han calculado los siguientes parámetros: mediana, media empírica, índice de Trask, desviación típica, coeficiente de disimetría (Skewness) y de acuidad (Kurtosis) (Folk y Ward, 1957; Cailleux y Tricart 1963). Los resultados se completan con el estudio de las facies de las curvas granulométricas acumulativas.

En el caso de la T +90 m solamente se han podido efectuar análisis sedimentológicos de la matriz fina, definida por el predominio de la fracción arenosa (55,5%) sobre la limo-arcillosa (44,5%). El reparto de las arenas se caracteriza por el escaso contenido de partículas gruesas (10,8%) y el predominio de los tamaños medio (23,77%) y fino (20,93%). La media y la mediana alcanzan valores moderados ($M_z = 305 \mu$ y $M_d = 276 \mu$), mientras que los índices granulométricos muestran un depósito de moderadamente bien clasificado ($S_0 = 1,57 \Phi$) a moderadamente clasificado ($\sigma_\phi = 1,1 \Phi$), con una curva acumulativa de arranque logarítmico e inflexión a partir de 0,8 mm; ligeramente disimétrica por el

predominio de partículas finas ($Sk_1 = 0,24 \Phi$) y achatada, esto es, platicúrtica ($K'_G = 0,46 \Phi$).

Los análisis granulométricos de la T +60 m revelan que la matriz es tan arenosa (50,43%) como limo-arcillosa (49,57%), predominando las arenas finas (26,73%) sobre las medias (19,3%) y las gruesas (4,4%). Los parámetros estadísticos arrojan valores bajos al situarse en la fracción fina ($M_d = 192 \mu$) y en el umbral de las medias ($M_z = 226 \mu$), de lo que se deduce una baja competencia de arrastre o bien una disminución si se compara con las cifras de la T +90 m. Cabe destacar que estos materiales están de moderadamente clasificados ($\sigma_\phi = 0,99 \Phi$) a bien clasificados ($S_0 = 1,32 \Phi$), con una curva acumulativa simétrica ($Sk_1 = -0,074 \Phi$), mesocúrtica ($K'_G = 0,52 \Phi$) y de trazado levemente hiperbólico.

La matriz la T +42-50 m es bastante más arenosa (62,53%) que limo-arcillosa (37,47%). La distribución de las arenas muestra un predominio de las partículas finas (26,2%) y medias (25%) sobre las gruesas (11,3%). El tamaño medio de los granos es moderado ($M_z = 314 \mu$) al igual que la mediana ($M_d = 245 \mu$), señalando una competencia de arrastre notable. No obstante se trata de un depósito de moderadamente clasificado ($S_0 = 1,5 \Phi$) a mal clasificado ($\sigma_\phi = 1,3 \Phi$), aunque con una curva acumulativa bien proporcionada, esto es, simétrica ($Sk_1 = -0,03 \Phi$), mesocúrtica ($K'_G = 0,52 \Phi$) y de trazado muy rectilíneo pero con fuerte inflexión a partir de 0,5 mm.

En el depósito de Piélagos (T + 20-22 m), se aprecia una distribución granulométrica bimodal de la fracción gruesa, con un máximo en la secuencia dimensional 4-6 cm y otro en la 24-40 cm, destacando además el elevado valor de la mediana (10,5 cm) y el gran tamaño del centilo (165 cm). Estas cifras evidencian una corriente hídrica con acusada competencia de arrastre. El estudio morfométrico corrobora la elevada intensidad del

accionamiento, inferido a partir del acusado desgaste (mediana de 442), fuerte disimetría (600) y bajo aplanamiento (1,66). La matriz fina es básicamente arenosa (73,3%). Las arenas finas constituyen del 12,6%, las medias el 32% y las gruesas el 28,7%, por lo que el tamaño medio de las partículas es elevado ($M_z= 486 \mu$) al igual que la mediana ($M_d= 410 \mu$); lo que implica un incremento notable de la competencia de arrastre. Los materiales están moderadamente clasificados según el índice de Trask ($S_0= 1,8 \Phi$) y de moderadamente a mal clasificados según la desviación típica ($\sigma_\phi = 1,1 \Phi$). La curva acumulativa tiene un trazado parabólico evolucionado en su tramo superior, tratándose, no obstante, de una distribución simétrica ($Sk_1= 0,03 \Phi$) y ligeramente platicúrtica ($K'_G= 0,53 \Phi$).

La granulometría del depósito del Puente Cares (T + 14-17 m) evidencia la escasa selección de los materiales transportados, ya que el histograma granulométrico presenta una distribución trimodal, con un máximo en 8-12 cm, otro en 4-6 cm y un tercero en 16-24 cm. Además, el alto valor de la mediana (10,1 cm), el gran tamaño del centilo y la amplia cota de recorrido (60 cm) indican una escorrentía con una dinámica muy energética y de alta capacidad de arrastre. Los datos morfométricos también arrojan cifras propias de una corriente de connotaciones torrenciales, con elevado grado de desgaste (mediana de 250), bajo índice de aplanamiento (1,7) y acusada disimetría (665). La matriz de los aluviones tiene una elevada proporción de gravas, ya que la fracción de rechazo representa el 74% de la muestra analizada. Desde el punto de vista granulométrico la fracción arenosa es muy abundante (61,77%), frente a los limos y arcillas (38,23%). El tamizado de las arenas revela el reparto casi equitativo entre partículas finas (26,9%), gruesas (19,97%) y medias (14,9%). Por ello, el tamaño medio de las arenas y de la mediana está en la secuencia de las arenas medias ($M_z= 435 \mu$ y $M_d= 250 \mu$), denotando una curva disimétrica ligada al predominio de las fracciones medias y gruesas sobre las finas ($Sk_1= -0,17 \Phi$). El resultado es un depósito mal clasificado como lo expresan tanto los índices estadísticos de selección ($\sigma_\phi= 1,5 \Phi$ y $S_0= 2,2 \Phi$) como el trazado logarítmico de la curva acumulativa.

Los parámetros granulométricos y morfométricos de la T +6-7 m son superiores a los otros niveles e indicativos de un comportamiento torrencial muy energético. Destaca la mala clasificación de los elementos, con una distribución bimodal muy marcada (máximos en 4-6 y en 24-40 cm) y valores muy altos de la mediana (11,6 cm) y del centilo (108 cm). Respecto a la morfometría, el desgaste de los cantos es muy intenso, con una mediana de 335 y un 20% de los cantos con un desgaste superior a 500; el aplanamiento es muy bajo (1,69) y la disimetría muy elevada (588). Las arenas gruesas suponen un 15,43%, las medias un 20,1% y las finas un 21,1%. El tamaño medio sigue siendo alto, esto es, dentro de las arenas medias ($M_z= 371 \mu$ y $M_d= 276 \mu$); no obstante se trata de un depósito de moderado a mal clasificado ($\sigma_\phi = 1,4 \Phi$ y $S_0= 1,7 \Phi$), con una curva acumulativa logarítmica con una ligera inflexión a partir de 0,8 mm, que indica una escasa selección de las partículas, aunque con una distribución simétrica ($Sk_1= -0,04 \Phi$) y curva mesocúrtica ($K'_G= 0,49 \Phi$).

La escorrentía de estos ríos, y especialmente la del Cares, ha sido muy energética, con alta capacidad de arrastre y escasa selección de los materiales, propia de un comportamiento torrencial. No obstante se distinguen netamente dos fases. En la primera se modelan las terrazas más altas (+90 m y +60 m), que están escalonadas y colgadas y definidas por su escaso grosor, estructura masiva y textura de soporte matricial. Los parámetros estadísticos evidencian una competencia de arrastre moderada que se atenuó más durante la morfogénesis de la T +60 m. Por contra, en la segunda fase se modelaron un mayor número de terrazas de disposición encajada, mayor espesor y estructura masiva y caótica, aunque con texturas de soporte clástico. En esta fase la corriente hídrica del Cares fue muy energética y con elevada capacidad de arrastre, que se incrementa gradualmente hacia los niveles más bajos. Así pues, en esta etapa hubo un predominio del acarreamiento aluvial bajo condiciones torrenciales que se intensifica hacia fines del Pleistoceno superior.

La primera fase indicaría unas condiciones bioclimáticas estables que ralentizarían los procesos de ladera, por lo que apenas se liberarían derrubios y, por tanto, la carga detrítica procedería esencialmente de aportes longitudinales. En cambio la segunda fase, fundamentalmente en el caso de las terrazas más bajas, pone de manifiesto unas condiciones climáticas inestables, en concreto más frías, que favorecerían una activa dinámica de vertientes, sobresaliendo la abundancia de aportes laterales. No obstante, para explicar los cambios en el comportamiento hidrodinámico y/o en la tasa de incisión de estos ríos, además del factor climático es necesario tener en cuenta el eustático y la tectónica. De hecho, los cambios climáticos y eustáticos están íntimamente relacionados. Así, según Mary (1983) y Cearreta *et al.* (1992) durante el LGM el mar llegó a descender al menos 100 m por debajo del nivel actual, causando la excavación de los tramos finales de los ríos y sus consiguientes repercusiones en el perfil de equilibrio. Según Mary (1983) en la ría de Tina Mayor, desembocadura del Cares-Deva, el sustrato está a -45 m. Con respecto al factor tectónico, mediante la datación de espeleotemas en la Cueva del Pindal (Oriente de Asturias), Jiménez *et al.* (2006) sugieren una tasa de elevación del Margen Cantábrico en esta zona de 0,19 mm/año.

Referencias bibliográficas

- Cailleux, A. & Tricart, J. (1965). *Initiation a l'étude des sables et des galets*. C. D. U., París, 3 tomos.
- Cearreta, A., Edeso, J.M. & Ugarte, F. (1992). Cambios del nivel del mar durante el Cuaternario reciente en el Golfo de Bizcaia. En: *The late Quaternary in the Western Pyrenean Region* (A. Cearreta & F. Ugarte, eds.). UPV, Bilbao, 57-94.
- Jiménez, M., Bischoff, J., Stoll, H. & Aranburu, A. (2006). A geochronological approach for cave evolution in the Cantabrian Coast (Pindal Cave, NW Spain). *Z. Geomorph. N. F.*, 147, 129-141.
- Mary, G. (1983). Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, 13, 3-35.
- Folk, R. L. & Ward, W. L. (1957). Brazos river bar, a study in the significance of grain size parameters. *Jour. Sed. Petr.*, 27, 3-26.



DATOS CRONOLÓGICOS DEL SISTEMA DE TERRAZAS PLEISTOCENO MEDIO-SUPERIOR EN LA CUENCA DEL RÍO GÁLLEGO (PIRINEOS-DEPRESION DEL EBRO)

C. Sancho (1), J.L. Peña (2), G. Benito (3), C. Lewis (4), E. McDonald (5) y E. Rhodes (6)

- (1) Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza. csancho@unizar.es
- (2) Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza. Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza.
- (3) Centro de Ciencias Medioambientales. CSIC. Serrano, 115 duplicado. 28006 Madrid.
- (4) Los Alamos National Laboratory. EES-9, MS D462. Los Alamos, NM 87545. USA.
- (5) Desert Research Institute. 2215 Raggio Parkway. Reno, NV 89512. USA.
- (6) Research School of Earth Sciences. The Australian National University. Canberra ACT 0200. Australia.

Abstract (Chronological data of the Middle-Upper Pleistocene Gállego River terrace system, Pyrenees and Ebro basin): During the Middle-Upper Pleistocene, the Gállego River has developed a complex sequence of stepped terraces with a variety of degradation/aggradational surfaces (cut-in-bedrock, cut-and-fill and nested fill terraces) in response to fluctuations on base level of erosion and water/sediment discharge (climate change driven). A regional sequence composed of ten fluvial levels has been established. At the moment, available chronological data by optically stimulated luminescence suggest the occurrence of three morphosedimentary stages around 30-40, 60-74 and 135-180 ka. The terrace dating and its relation with fluvio-glacial sediments point out to cold stages at regional scale with high discharges of water and sediment favouring the alluvial morphogenetic activity along the valley as well as the karstic synsedimentary subsidence in the lower reach.

Palabras clave: terrazas fluviales, Pleistoceno medio-superior, Río Gállego, Cuenca del Ebro

Key words: fluvial terraces, Middle-Upper Pleistocene, Gállego River, Pyrenees-Ebro basin

El Gállego es un afluente pirenaico del río Ebro en la región aragonesa con una cuenca de 4009 km² de superficie. La evolución cuaternaria del río Gállego se contextualiza en un marco geodinámico caracterizado por el encajamiento generalizado de la red de drenaje, que se interrumpe periódicamente por etapas cíclicas de sedimentación fluvial de corta duración, controladas climáticamente mediante cambios en la disponibilidad de sedimentos y de descargas de agua. Como consecuencia aparecen importantes registros morfosedimentarios fluviales en forma de sistemas de terrazas encajadas, de gran extensión en la Depresión del Ebro.

El análisis del sistema de terrazas cuaternarias asociadas con el río Gállego presenta un elevado grado de complejidad derivado de 1) el encajamiento diferencial a lo largo del valle con modificaciones del gradiente importantes y con bruscos cambios direccionales en el trazado, controlados, básicamente, por el sustrato geológico (Sancho *et al.*, 2004) y 2) la subsidencia kárstica sinsedimentaria activada en el tramo inferior (Benito *et al.*, 1996, 1998). La utilización combinada de técnicas cartográficas, sedimentológicas, edafológicas y cronológicas (luminiscencia ópticamente estimulada) ha permitido aportar nuevos datos sobre la evolución cuaternaria de la cuenca del río Gállego, particularmente durante el Pleistoceno superior.

El valle del Gállego alcanza unos 150 km de longitud y un trazado general norte-sur ortogonal a la cadena pirenaica, que incluye un segmento intermedio este-oeste paralelo a la estructura de las Sierras Exteriores pirenaicas (Fig.1).



Fig.1. Localización y trazado del río Gállego.

En la cuenca alta (Sabiñánigo-Hostal de Ipiés) aparecen acumulaciones fluvio-glaciares aterrazadas importantes (Peña *et al.*, 2003, 2004). En la depresión de La Peña, localizada en el interior de las Sierras Exteriores) las terrazas tienden a converger altiméricamente entre ellas y con débil grado de encajamiento respecto al cauce actual (Sancho *et al.*, 2004). Después de superar la barrera de las Sierras Exteriores se desarrolla un amplio sistema de

diez terrazas escalonadas del tipo *cut-in-bedrock* o *strath terraces* hasta Gurrea de Gállego (Benito, 1988). Aguas abajo y hasta Zaragoza, la disolución de yesos y evaporitas del sustrato ha favorecido el desarrollo de terrazas complejas superpuestas (tipo *cut-and-fill* y *nested fill terraces*) por subsidencia kárstica sinsedimentaria (Benito *et al.*, 1996, 1998).

En el curso alto, se han obtenido una serie de dataciones procedentes de terrazas fluvio-glaciares. La terraza superior de Sabiñánigo Alto, tiene una edad de 156 ± 10 y 155 ± 24 ka y el nivel inferior de Sabiñánigo de 67 ± 7 ka, ambas de claro origen fluvio-glaciario, por lo que es posible establecer una correspondencia concluyente entre etapas glaciares y desarrollo de terrazas fluviales (Peña *et al.*, 2003, 2004). Algo más al sur, en el Hostal de Ipiés la edad obtenida para otra terraza fluvio-glaciario es de 66 ± 4 ka. Los suelos desarrollados sobre estas acumulaciones cuaternarias también confirman estas edades (Sancho *et al.*, 2004).

En la cuenca media, dentro de las Sierras Exteriores Pirenaicas y los inicios de la depresión del Ebro, las edades obtenidas para diferentes niveles de terraza son de 156 ± 22 en Concilio y 148 ± 7 ka en Gurrea, 73 ± 10 en La Peña y 45 ± 3 , $39,8\pm 5$ y $31,6\pm 4$ ka en Erés, Murillo (Fig. 2) y La Peña, respectivamente (Sancho *et al.*, 2004).



Fig.2. Terrazas del río Gállego en Murillo, aguas abajo de las Sierras Exteriores.

Por último en el sector inferior de la cuenca, cerca de Zaragoza, se han obtenido edades de 133 ± 10 y 147 ± 16 ka, en Villanueva de Gállego, y de 156 ± 26 y 181 ± 13 ka, en Villamayor. Estos datos corresponden a afloramientos engrosados por subsidencia kárstica sinsedimentaria asociada con la disolución de yesos del sustrato terciario (Benito *et al.*, 1996, 1998). La formación de estas terrazas y los procesos de karstificación requeridos se han puesto en relación con descargas procedentes de la fusión de los glaciares pirenaicos, ya que coincide su cronología con las fases glaciares reseñadas en el curso alto (Peña *et al.*, 2003, 2004; Sancho *et al.*, 2005).

Por el momento, del conjunto general de la secuencia fluvial, se han controlado cronológicamente tres terrazas de amplia distribución a lo largo de la cuenca del río Gállego con edades de 30-40, 60-74 y 135-180 ka respectivamente, que adquieren un significado regional, por su correlación con otras cuencas pirenaicas (Sancho *et al.*, 2004). La asociación de las terrazas fluviales con registros morfosedimentarios glaciares y fluvio-glaciares y la equivalencia cronológica con períodos fríos de los estadios isotópicos a escala global (tránsito 2-3, 4 y final del 6), indican que el aluvionamiento fluvial se relaciona con etapas de descarga de agua y sedimentos correspondientes a momentos de balance de masas altos en los sistemas glaciares de cabecera.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por la National Geographic Society (6334-98), la United States National Science Foundation (EAR-0088741), el Ministerio de Educación y Ciencia (CL197-1067 y PGC2000-2569-E) y el Grupo de Investigación PaleoQ del Gobierno de Aragón.

Referencias bibliográficas

- Benito, G. (1989). *Geomorfología de la Cuenca baja del río Gállego*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, Zaragoza (España), 764 pp.
- Benito, G., Pérez-González, A., Gutiérrez, F. & Machado, M.J. (1996). Modelo morfo-sedimentario de evolución fluvial cuaternaria en condiciones de subsidencia kárstica de evaporitas (río Gállego, cuenca del Ebro). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 21, 395-420.
- Benito, G., Pérez-González, A., Gutiérrez, F. & Machado, M.J. (1998). River response to Quaternary large-scale subsidence due to evaporite solution (Gállego River, Ebro Basin, Spain). *Geomorphology*, 22, 243-263.
- Peña, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2003). Las morrenas terminales de los valles glaciares del Gállego y Cinca (Pirineo de Huesca): datos cronológicos. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 4, 91-109.
- Peña, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2004). Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gállego y su relación con las terrazas fluvio-glaciares (Pirineo de Huesca). En: *Geografía Física de Aragón: aspectos generales y temáticos* (Peña, J.L., Longares, L.A. & Sánchez, M., eds.). Universidad de Zaragoza-Institución Fernando el Católico, Zaragoza, 71-84.
- Sancho, C., Peña, J.L., Benito, G., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2005). Descargas glaciares, aluvionamiento karstificación en la cuenca del río Gállego (Pirineos y depresión del Ebro). En: *Cuaternario mediterráneo y poblamiento de homínidos* (Rodríguez, J., Finlayson, C. & Giles, F., eds.). *VI Reunión Cuaternario Ibérico*, Gibraltar, 33-34.
- Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2004). Registros fluviales y glaciares cuaternarios en las cuencas de los ríos Cinca y Gállego (Pirineos y depresión del Ebro). En: *Itinerarios Geológicos por Aragón* (Colombo, F., Liesa, C.L., Meléndez, G., Pocoví, A., Sancho, C. & Soria, A.R., eds.). Sociedad Geológica de España. *Geo-Guías*, 1, 181-205.



CRONOLOGÍA DEL SISTEMA DE TERRAZAS CUATERNARIAS EN LA CUENCA DEL RÍO CINCA (PIRINEOS Y DEPRESIÓN DEL EBRO)

C. Sancho (1), J.L. Peña (2), C. Lewis (3), E. McDonald (4), E. Rhodes (5), E.L. Pueyo (6) y J. Gosse (7)

- (1) Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza. csancho@unizar.es
 (2) Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza. Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza.
 (3) Los Alamos National Laboratory. EES-9, MS D462. Los Alamos, NM 87545. USA.
 (4) Desert Research Institute. 2215 Raggio Parkway. Reno, NV 89512. USA.
 (5) Research School of Earth Sciences. The Australian National University. Canberra ACT 0200. Australia.
 (6) Unidad de Geología y Geofísica. Instituto Geológico y Minero de España. Manuel Lasala, 44. 50006 Zaragoza.
 (7) Earth Sciences. Dalhousie University. Halifax, NS B3J 3J5. Canada.

Abstract (Chronology of the Quaternary Cinca River terrace system, Pyrenees and Ebro basin): A stepped sequence of cut-in-bedrock or strath terraces has been developed in the Cinca River valley during Quaternary times, as a consequence of both Pyrenean post-orogenic flexural uplift and regional climatic changes. A sequence including ten terrace levels (from Qt1 to Qt10) with extensive outcrops in the lower sector of the drainage basin (Monzón-Fraga reach), as well as in the upper sector (around Ainsa), has been differentiated. Reverse polarities deduced from paleomagnetic analysis suggest older ages than the Matuyama-Brunhes limit for the Qt1 and Qt2 terraces. Terrestrial cosmogenic data and normal magnetic polarity suggest that the Qt3 may be 600 ka old. Terraces Qt5, Qt6, Qt7, Qt8 y Qt9 yield weighted mean ages of 176 ± 14 , 97 ± 16 , 64 ± 4 , 41 ± 8 to 49 ± 4 and 16.6 ± 0.1 to 11.1 ± 0.8 ka, respectively, by using optically stimulated luminescence (OSL) and radiocarbon techniques. Medium-Upper Pleistocene morphosedimentary records in the Cinca River valley could be related to cold climatic stages and constitute a chronological sequence of reference in adjacent basins of the NE Spain.

Palabras clave: terrazas fluviales, Cuaternario, Río Cinca, Pirineos-Cuenca del Ebro

Key words: fluvial terraces, Quaternary, Cinca River, Pyrenees-Ebro basin

El valle del río Cinca tiene un desarrollo longitudinal que supera los 170 km y un trazado ortogonal a la estructura pirenaica (Fig. 1). Alberga espectaculares registros en forma de terrazas escalonadas del tipo *cut-in-bedrock/strath terraces* (Peña y Sancho, 1988; Sancho, 1991) a lo largo de toda la cuenca. La secuencia morfosedimentaria fluvial registrada se enmarca en un contexto de encajamiento fluvial generalizado durante todo el Cuaternario (Jones *et al.*, 1999) y es el resultado de la interacción entre el levantamiento post-orogénico isostático de la cadena pirenaica e intensos cambios climáticos regionales (Sancho *et al.*, 2004).

El primer sector donde aparece bien desarrollado un conjunto de terrazas escalonadas se localiza en el entorno de Ainsa (Fig.1), cerca de la cabecera. Aguas abajo, aparece un tramo importante, ocupado por los vasos de los embalses de Mediano y El Grado, en el que se conservan intermitentemente restos de algunos niveles. Sin embargo, cuando el río se adentra en la Depresión del Ebro se desarrolla un espectacular sistema de terrazas de gran continuidad lateral (Sancho, 1991). Especial relevancia presenta la secuencia desarrollada en el sector de Albalate (Fig.1) (Peña y Sancho, 1988).

La cartografía de los afloramientos de terrazas en la cuenca del Cinca permite confeccionar una secuencia de 10 niveles que vamos a denominar de más antiguo-alto a más moderno-bajo Qt1, Qt2, Qt3, Qt4, Qt5, Qt6, Qt7, Qt8, Qt9 y Qt10 (llanura de inundación). Aunque todos ellos están bien representados, destacan por su importancia en el relieve, extensión y continuidad lateral los niveles Qt3 y Qt7. La distribución altimétrica de estos niveles a lo largo de toda la cuenca pone de manifiesto una

clara divergencia de los perfiles longitudinales hacia la cabecera (Sancho *et al.*, 2004). La correlación de niveles en diferentes sectores de la cuenca se ha realizado a partir de la edad radiométrica de los registros fluviales, que ha sido confirmada por el grado de desarrollo de los suelos que aparecen sobre las superficies morfogenéticas correspondientes.

Las características de los depósitos fluviales son bastante similares a lo largo de la cuenca. Se trata de niveles formados principalmente por gravas y lentejones intercalados de arenas que, en conjunto, rara vez superan los 10 m de espesor. Puntualmente, existen deformaciones de los depósitos asociadas con actividad diapírica y subsidencia kárstica cuando las terrazas se superponen a materiales evaporíticos del Triásico superior y del Paleógeno, en el entorno de las Sierras Exteriores.

Para la datación de los depósitos fluviales pertenecientes a los distintos niveles de terraza se han utilizado diferentes métodos y técnicas cronológicos (Peña *et al.*, 2004; Sancho *et al.*, 2004). Los análisis paleomagnéticos llevados a cabo en muestras de las terrazas indican que las terrazas Qt3, Qt4, Qt5 y Qt7 presentan polaridad normal. Sin embargo, solo se observó polaridad inversa en muestras analizadas de la terraza Qt2. Como consecuencia, es posible situar la transición Matuyama-Brunhes (779 ka) entre las terrazas Qt2 y Qt3. Qt1 presenta un patrón de mayor dispersión con muestras inversas (mayoría) y normales que podría relacionarse con la magnetozona Jaramillo (≈ 1 Ma). Los análisis de nucleidos cosmogénicos terrestres (^{10}Be) en diferentes sectores indican una edad media

de 584 ka para el nivel Qt3. Además, el grado evolutivo de los suelos desarrollados sobre la superficie morfogénica de este nivel, a lo largo de toda la cuenca, viene a corroborar esta edad.

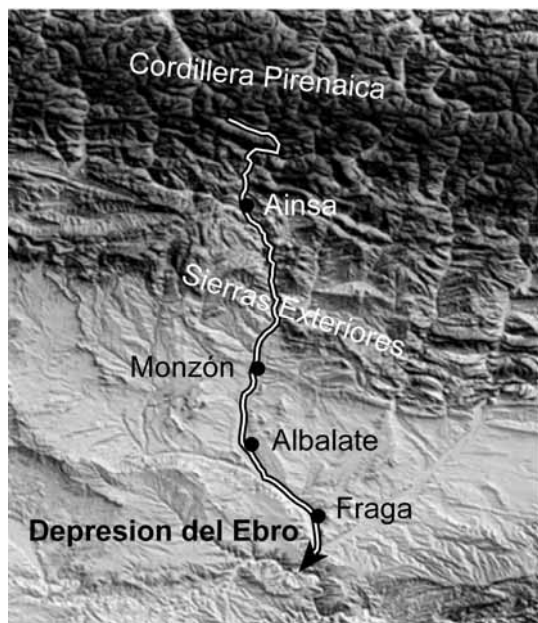


Fig. 1. Localización de la cuenca y trazado del río Cinca

Por otro lado, se han obtenido mediante OSL numerosos datos cronológicos para los niveles de terrazas Qt5, Qt6, Qt7, Qt8 y Qt9. En el sector inferior de la cuenca (Albalate-Belver) se han analizado muestras del nivel Qt5 con edades de 171 ± 22 y 180 ± 12 ka, respectivamente, y del nivel Qt6 que han ofrecido una edad de 97 ± 16 ka. En el nivel Qt7 se han analizado muestras, distribuidas a lo largo de toda la cuenca, que indican una edad media ponderada de $63,8\pm 4,0$ ka. Los suelos desarrollados sobre la superficie de esta terraza vienen a confirmar la edad suministrada por la luminescencia. Los nucleidos cosmogénicos ofrecen edades muy superiores, lo que interpretamos como una influencia progresiva de la herencia. La cronología de este nivel coincide con la edad obtenida en sedimentos fluvio-glaciares intercalados en tills glaciares en la cabecera del valle (Mesón de Salinas), de manera que parece existir una relación evidente entre sedimentación fluvial y momentos de descarga de sedimentos importante durante etapas de estabilización glacial (Sancho *et al.*, 2002).

La terraza Qt8 se conserva, principalmente, en el sector inferior de la cuenca. Las edades medias obtenidas oscilan entre 49 ± 4 y 41 ± 8 ka. El nivel Qt9 aparece representado de manera discontinua a lo largo de toda la cuenca. La edad media ponderada de muestras entre Fraga y Monzón es de $11,1\pm 0,8$ ka y queda confirmada por el desarrollo de los suelos en diferentes puntos. Por otro lado, en el área de Ainsa, el nivel anterior Qt8 aparece recubierto por potentes depósitos arenosos y limosos de inundación con edades de radiocarbono de $15\pm 0,1$ y $22\pm 0,2$ ka para la base de los mismos. Estos datos sugieren un conjunto de pulsaciones en torno al

Último Máximo Glacial y un aluvionamiento generalizado durante el Younger Dryas.

En síntesis, se han detectado periodos sedimentarios, representados por 10 terrazas erosivas encajadas, algunas desdobladas en subniveles, con la siguiente distribución de edades probables aproximadas en miles de años: 1000 (Jaramillo) (Qt1), entre 987 y 779 (Qt2), 600 (Qt3), 176 ± 14 (Qt5), 97 ± 16 (Qt6), 64 ± 4 (Qt7), 49 ± 4 a 41 ± 8 (Qt8) y $16,6\pm 0,1$ a $11,1\pm 0,8$ (Qt9), respectivamente. Estos datos cronológicos coinciden, en general, con diferentes etapas climáticas frías a nivel global, alguna de ellas representada por depósitos glaciares en los Pirineos (Peña *et al.*, 2003; Sancho *et al.*, 2004). Esta circunstancia permite establecer una propuesta de correspondencia preliminar entre fases de estabilización glacial en las cabeceras de los valles principales pirenaicos y etapas de aluvionamiento y sedimentación fluvial en los sectores inferiores de las cuencas en la Depresión del Ebro. Por otro lado, estimamos que este ensayo cronológico puede ser utilizado como referencia regional para otras cuencas fluviales del NE peninsular.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por la National Geographic Society (6334-98), la United States National Science Foundation (EAR-0088741), el Ministerio de Educación y Ciencia (CL197-1067 y PGC2000-2569-E), un Contrato de Investigación RyC de ELP y el Grupo de Investigación PaleoQ del Gobierno de Aragón.

Referencias bibliográficas

- Jones, S.J., Frostick, L.E. & Astin, T.R. (1999). Climatic and tectonic controls on fluvial incision and aggradation in the Spanish Pyrenees. *Journal of the Geological Society of London*, 156, 761-769.
- Peña, J.L. & Sancho, C. (1988). Correlación y evolución cuaternaria del sistema fluvial Segre-Cinca. *Cuaternario y Geomorfología*, 2, 77-83.
- Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E., Rhodes, E. & Sancho (2004). Ensayo cronológico del Pleistoceno medio-superior en la cuenca del río Cinca (Pirineos y Depresión del Ebro). En: *Contribuciones recientes sobre Geomorfología* (G. Benito & A. Díez Herrero, eds.). SEG-CSIC, Madrid, 165-172.
- Peña, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2003). Las morrenas terminales de los valles glaciares del Gállego y Cinca (Pirineo de Huesca): datos cronológicos. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 4, 91-109.
- Sancho, C. (1991). *Geomorfología de la Cuenca Baja del río Cinca*. Instituto de Estudios Altoaragoneses. Microfichas Colección Ciencias de la Tierra y del Espacio, Huesca, 177 pp.
- Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2002). Preliminary dating of glacial and fluvial deposits in the Cinca River Valley (NE Spain): chronological evidences for the Glacial Maximum in the Pyrenees?. En: *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean region* (M.B. Ruiz, M. Dorado, A. Valdeolmillos, M.J. Gil, T. Bardají, I. Bustamante & I. Martínez, I., eds.). Universidad de Alcalá-Ministerio de Ciencia y Tecnología-INQUA, 169-173.
- Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2004). Registros fluviales y glaciares cuaternarios en las cuencas de los ríos Cinca y Gállego (Pirineos y depresión del Ebro). En: *Itinerarios Geológicos por Aragón* (Colombo, F., Liesa, C.L., Meléndez, G., Pocoví, A., Sancho, C. & Soria, A.R., eds.). Sociedad Geológica de España. *Geo-Guías*, 1, 181-205.



CRONOLOGÍA DEL REGISTRO ALUVIAL PLEISTOCENO SUPERIOR-Holoceno DE LA DEPRESION DE LA BARDENA BLANCA (NAVARRA)

C. Sancho (1), E. Rhodes (2), J.L. Peña (3), Muñoz, A. (1), E. McDonald (4), G. Benito (5) y L.A. Longares (3)

(1) Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza. csancho@unizar.es

(2) Research School of Earth Sciences. The Australian National University. Canberra ACT 0200. Australia.

(3) Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza. Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza.

(4) Desert Research Institute. 2215 Raggio Parkway. Reno, NV 89512. USA.

(5) Centro de Ciencias Medioambientales, CSIC. Serrano, 115 duplicado. 28006 Madrid.

Abstract (Chronology of the Upper Pleistocene-Holocene alluvial record of the Bardena Blanca Depression, Navarra):

Two main depositional episodes have been differentiated in the Bardena Blanca depression (Ebro Basin, Navarra) using geomorphologic mapping, sedimentological analysis, soil development and dating techniques (optically stimulated luminescence and radiocarbon). The oldest period, Upper Pleistocene in age, comprises three stages of gravel accumulation with cover pediment development. Chronological data show ages of 92, 52 and 15-21 ka respectively, which are closely related to cold climate signals. The youngest one, Holocene in age, is made up of four sandy-silty sedimentary sequences forming a nested fill terrace system. This alluvial period is linked to arid environmental conditions and the chronological distribution of sequences is 11-7, 6-3, 2.5-1 and 0.5-0.2 ka BP.

Palabras clave: unidades morfosedimentarias aluviales, Pleistoceno superior-Holoceno, Bardenas Reales

Key words: alluvial morphosedimentary units, Upper Pleistocene-Holocene, Bardenas Reales

La Bardena Blanca, incluida en el Parque Natural de las Bardenas Reales de Navarra (Cuenca del Ebro) (Fig.1), constituye una amplia depresión, que supera las 25.000 ha, excavada en materiales predominantemente lutíticos de las formaciones Tudela y Ujué de edad Mioceno (Faci *et al.*, 1997). El fondo de esta depresión se encuentra a unos 300 m de altitud y está rodeada por relieves estructurales asociados con materiales terciarios calcáreos y areniscosos y por restos de niveles aluviales culminantes del Pleistoceno inferior, que llegan a superar los 600 m de altitud (Leranoz, 1993).



Fig.1. Localización de las Bardenas Reales de Navarra.

Esta depresión erosiva se encuentra tapizada por varias secuencias morfosedimentarias aluviales del Pleistoceno superior y Holoceno (Sancho *et al.*, 2005; Muñoz *et al.*, 2006; Peña *et al.*, 2006) (Fig.2). En la actualidad está drenada por un sistema de barrancos (Grande-Andarraguía-Limas) que desemboca en el Ebro cerca de Tudela. Los diferentes procesos erosivos presentan una elevada tasa de funcionalidad actual en un contexto climático

semiárido con 13 °C de temperatura media y 350 mm de precipitación anual.



Fig.2. Depresión de la Bardena Blanca tapizada por sedimentos limoarenosos holocenos.

El objeto de este trabajo consiste en avanzar una síntesis cronológica de las principales unidades morfosedimentarias aluviales diferenciadas en la depresión de la Bardena Blanca, basada en la información suministrada por reconocimientos geomorfológicos, sedimentológicos y edafológicos y por análisis cronológicos realizados en el Laboratorio de Radiocarbono de la Universidad de Zurich y en el Laboratorio de Luminiscencia de la Universidad Nacional de Australia.

En una aproximación inicial, el registro aluvial que rellena la depresión erosiva de la Bardena Blanca está integrado, por una secuencia de etapas evolutivas con resultados morfopedosedimentarios claramente diferenciables, que pueden agruparse en dos contextos morfogenéticos pertenecientes al Plesistoceno superior y Holoceno respectivamente.

Durante el Pleistoceno superior la actividad aluvial está registrada por niveles de glaciares y sedimentación de gravas asociadas con canales entrelazados. Es

posible diferenciar tres pulsaciones sedimentarias. La más antigua está representada por segmentos proximales de glaciais (Fig. 3) cercanos a los relieves circundantes en varios sectores de la Depresión y dirigidos hacia el centro de la misma. Está formado por unos 2 m de gravas heterométricas masivas con intercalaciones arenosas. Localmente los cantos están imbricados. El suelo presenta un desarrollo complejo con horizontes de diagnóstico Bt, Btk, Bkm y Bk. La edad sumistrada por la luminiscencia es $91,7 \pm 7,3$ ka.



Fig.3. Nivel de glaciais del Pleistoceno superior. Análisis del suelo y muestro para luminiscencia.

Las dos siguientes pulsaciones sedimentarias están formadas por restos de niveles de gravas, de escaso espesor, claramente encajados en el nivel de glaciais anterior, se apoyan sobre el sustrato terciario y aparecen fosilizadas por sedimentos de unidades posteriores. Como consecuencia no se conservan superficies morfogenéticas y suelos asociados. Las edades obtenidas oscilan entre $50,3 \pm 2,5$ y $54,0 \pm 2,5$ ka para la primera pulsación y entre $20,6 \pm 0,9$ y $15,0 \pm 0,7$ ka para la segunda. Una diferencia destacable entre ambas etapas es la orientación de las paleocorrientes. La primera, dirigida hacia el N-NE parece indicar un nivel de base relacionado con el río Aragón, mientras que la segunda parece coincidir con el drenaje actual dirigido hacia el O-SO y constituido por el río Ebro.

El inicio del Holoceno marca una drástica modificación de los ambientes sedimentarios, de manera que el predominio de secuencias de gravas da paso a niveles casi exclusivamente limoarenosos (Fig. 2).

En este contexto es posible diferenciar, a su vez, dos situaciones paleogeográficas. Inicialmente, en un ambiente de llanuras de arena y áreas confinadas de playa-lake tiene lugar la acumulación de una secuencia que supera los 15 m de espesor. El suelo presenta un desarrollo ligero con horizontes Bw y Bt. Los análisis de luminiscencia y radiocarbono indican que la edad de esta unidad se sitúa en torno a los 11 ka y el techo alcanzaría los 7 ka.

Posteriormente, y en relación con la actividad aluvial de una red de drenaje próxima a la actual claramente conectada con el río Ebro, se diferencian tres unidades morfosedimentarias menores que conforman una secuencia compleja de terrazas encajadas y superpuestas. El nivel de base se

mantendría estable. Los suelos desarrollados sobre las superficies morfogenéticas correspondientes presentan una escasa evolución con horizontes Bw en los niveles iniciales. De manera sintética las edades asignadas a cada componente de esta secuencia, en base a datos de luminiscencia y radiocarbono, serían 6-3, 2,5-1 y 0,5-0,2 ka respectivamente.

Las etapas más antiguas con acumulación de gravas, del Pleistoceno superior, parecen asociarse con episodios climáticos de características frías, algunos de ellos registrados regionalmente en sistemas glaciares y fluviales pirenaicos (Sancho *et al.*, 2004), mientras que los episodios de acumulación de sedimentos finos, correspondientes al Holoceno, deberían asociarse con circunstancias de mayor aridez, señaladas regionalmente por Peña *et al.* (2004).

Agradecimientos: Este trabajo constituye una contribución de los Proyectos BTE2003-01296 y CGL2006-08973 financiados por el Ministerio de Educación y Ciencia y fondos FEDER y del Grupo de Investigación PaleoQ del Gobierno de Aragón. Los autores agradecen la colaboración de Alejandro Urmeneta (Comunidad de Bardenas Reales).

Referencias bibliográficas

- Faci, E., Castiella, J., del Valle, J., García, A., Díaz, A., Salvany, J.M., Cabra, P., Ramírez del Pozo, J. & Meléndez, A. (1997). *Mapa Geológico de Navarra 1:200.000*. Gobierno de Navarra, 142 pp.
- Leranz, B. (1993). *Geomorfología y Geología Ambiental de la Ribera de Navarra*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, Zaragoza (España) 521 pp.
- Muñoz, A., Sancho, C., Peña, J.L., Benito, G., Rhodes, E., McDonald, E. & Longares, L.A. (2006). Cronoestratigrafía de los registros aluviales del tránsito Pleistoceno superior-Holoceno en la depresión de la Bardena Blanca (Navarra). *Geogaceta*, 40, 263-266.
- Peña, J.L., Julián, A., Chueca, J., Echeverría, M.T. & Ángeles, G. (2004). Etapas de evolución holocena en el valle del río Huerva: Geomorfología y Geoarqueología. En: *Geografía Física de Aragón: aspectos generales y temáticos* (J.L. Peña, L.A. Longares & M. Sánchez, eds.). Universidad de Zaragoza-Institución Fernando el Católico, Zaragoza (España), 289-302.
- Peña, J.L., Sancho, C., Muñoz, A., Benito, G., Longares, L.A., McDonald, E. & Rhodes, E. (2006). Morfoestratigrafía del registro aluvial Pleistoceno superior-Holoceno del Barranco Grande (Bardenas Reales): aproximación a su significado paleoambiental. En: *Geomorfología y Territorio* (A. Pérez-Alberti & J. López-Bedoya, Eds.). IX Reunión Nacional de Geomorfología, Santiago de Compostela (España), 655-668.
- Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2004). Registros fluviales y glaciares cuaternarios en las cuencas de los ríos Cinca y Gállego (Pirineos y depresión del Ebro). En: *Itinerarios Geológicos por Aragón* (Colombo, F., Liesa, C.L., Meléndez, G., Pocoví, A., Sancho, C. & Soria, A.R., eds). *Geo-Guías*, 1, 181-205. Sociedad Geológica de España.
- Sancho, C., Peña, J.L., Muñoz, A., Benito, G., Longares, L.A.; McDonald, E. & Rhodes, E. (2005). Unidades morfosedimentarias aluviales del Pleistoceno superior-Holoceno de la Depresión de la Bardena Blanca (Navarra). En: *Cuaternario mediterráneo y poblamiento de homínidos* (Rodríguez, J., Finlayson, C. & Giles, F., eds.). VI Reunión Cuaternario Ibérico, Gibraltar, 40-41.



EL SISTEMA DE TERRAZAS MODELADO POR EL RÍO DURATÓN Y AFLUENTES EN LA SUBFOSA TERCIARIA DE SEPÚLVEDA-AYLLÓN (SEGOVIA)

L. M. Tanarro (1) y J. Muñoz Jiménez (1)

(1) Dpto. de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física. Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid. pace@ghis.ucm.es

Abstract (*The systems of terraces modelled by Duraton river and its tributaries in the Sepulveda-Ayllon tertiary basin, Segovia: The Sepulveda-Ayllon depression, a part of the Duero basin, is located between the northern border of the Somosierra-Guadarrama Mountain and the Sepulveda calcareous massif, which isolate a small basin (piggyback basin type), that is filled of neogene materials. In the western part of this basin, Duratón river and its afluentes have modelled a wide and asymmetrical valleys, whose most significant feature is the presence of a complex system of terraces developed only on the left banks of the rivers. The aims of this work are to describe and to analyze the morphological and sedimentological characteristics of the fluvial terraces. From these facts, the hydrodynamic and sedimentation conditions during quaternary evolution of these rivers are reconstructed.*)

Palabras clave: Cuenca del Duratón, Cuenca del Duero, terrazas fluviales, valles asimétricos, sedimentología
Key words: Duraton basin, Duero basin, fluvial terraces, asymmetrical valleys, sedimentology

La continuidad del sector suroriental de la cuenca sedimentaria del Duero en su contacto con el Sistema Central, dentro de la provincia de Segovia, se encuentra bruscamente interrumpido por la alineación mas o menos continua de una serie de bloques que aparecen entre 20 y 10 km al Norte de este conjunto montañoso, individualizándose de esta manera una serie de subfosas, que en conjunto se han denominado "prefosa segoviana" (Pérez González *et al.*, 1994). Una de éstas es la denominada cuenca o subfosa marginal de Sepúlveda-Ayllón, que forma una estrecha faja de materiales detríticos neógenos y alargada de SW a NE que rompe la continuidad en superficie de los relieves del piedemonte septentrional de la Sierra de Ayllón, Somosierra y Guadarrama Oriental y el Macizo calcáreo de Sepúlveda.

Los ríos que tienen su nacimiento en las estribaciones de este conjunto orográfico, que se integran en la cuenca alta del Riaza y del Duratón, drenan y atraviesan con una dirección SE-NW, los materiales detríticos de esta depresión marginal. En este trabajo tan sólo se estudia el modelado realizado por los ríos que conforman la cuenca hidrográfica del segundo de los ríos citados: el San Juan, el Casilla, el propio Duratón, el Cerezuelo y el Serrano, los cuales excavan el sector occidental de esta subfosa.

El modelado de esta depresión marginal se corresponde en su mayor parte con la morfogénesis fluvial realizada por los ríos de la cuenca alta del Duratón, los cuales han excavado amplios y extensos valles que dividen los interfluvios en estrechas y alargadas lomas. Estos valles presentan como rasgo más singular su marcada disimetría morfológica, de modo que las vertientes situadas en la margen izquierda de los ríos, orientadas al NNE, NE o E, presentan una gran amplitud y una inclinación media muy baja; mientras que las vertientes de la margen derecha, orientadas al SSW, SW u W, tienen un desarrollo mucho menor y

pendientes mas abruptas, estando además caracterizadas por la presencia de numerosas y activas cárcavas (Biro y Solé, 1954; Muñoz y Tanarro, 2000, 2002). Esta disimetría ha sido reconocida en ámbitos próximos (Fernández, 1988a, 1998b).

El reconocimiento geomorfológico detallado de las vertientes de las márgenes izquierdas ha permitido reconocer en ellas una sucesión de varios replanos escalonados enlazados entre sí por glaciares muy suaves y ligeramente cóncavos. Estos replanos que se alargan paralelos al cauce de los ríos manteniendo su elevación relativa sobre los mismos, se encuentra recubiertos por depósitos sueltos formados por cantos silíceos (mayoritariamente cuarzos) desgastados, que muestran caracteres fluviales.

Por tanto, los depósitos fluviales asociados a los cauces citados y las formas que de ellos se derivan, ocupan prácticamente la totalidad de las vertientes izquierdas de los valles, siendo uno de los rasgos morfológicos mas relevantes.

El objeto de este estudio es describir y analizar las características morfológicas y sedimentológicas del sistema de terrazas desarrollado en esta subfosa por los ríos que conforman la alta cuenca del río Duratón, con el fin de reconstruir las condiciones hidrodinámicas y de sedimentación durante la evolución cuaternaria de esta red hidrográfica. La caracterización del dispositivo de terrazas de estos ríos se ha realizado, desde un punto de vista metodológico, por medio de un laborioso trabajo de campo y de gabinete, que ha contemplado dos etapas: una primera, ha consistido en el levantamiento de sucesivos perfiles transversales a los valles tomando la altura relativa de los replanos con un altímetro de precisión respecto al cauce actual de los respectivos ríos. Además, con la ayuda de los perfiles, la fotointerpretación de las fotografías aéreas ha permitido levantar una cartografía

geomorfológica de detalle. Y, una segunda, se ha basado en un completo análisis sedimentológico de los depósitos fluviales, que ha incluido el estudio de la granulometría, litología y morfometría de la fracción fina, y especialmente de la fracción gruesa.

El sistema de terrazas mejor desarrollado y más completo se localiza en los valles de mayor envergadura, como es el valle del Duratón y el del Serrano. En el primero se han diferenciado 9 niveles y en el segundo 10, que se disponen de forma escalonada y paralela a los ríos y se mantienen a cotas aceptablemente constantes respecto a los lechos actuales. En el resto de valles de la cuenca (San Juan, Casiilla y Cerezuelo), aunque aparecen también, no presentan ni la continuidad ni el desarrollo longitudinal ni la amplitud de los anteriores (Tanarro, 2006).

	Río Duratón	Río Serrano	Río Cerezuelo	Río San Juan	Río Casiilla
Terrazas Altas		+88-90?			
	+75-80	+70-75		+70?	+68-70?
	+62-65	+57-62		+55?	+56-60?
Terrazas Medias	+52-55	+48-50		+46-50	+47-50
	+42-45	+40-45	+40	+38-40	+40?
	+34-38	+25-32	+30-32	+30-32	+30-32
	+18-20	+19-23		+20-22	+20-22
Terrazas Bajas	+12-15	+12-15	+12-15	+12-15	+10-12
	+6-8	+6-10		+4-6	+4-6
	+2-4	+2-4	+3-5		

Tabla. 1. Distribución y agrupación de los niveles de terrazas de los valles

La cartografía geomorfológica permite observar la disposición en planta tan arqueada que presentan los distintos niveles de terrazas, reflejando con claridad la acusada disimetría de los valles. Ésta se relaciona con un sostenido desplazamiento lateral de los cursos fluviales hacia el E y NE, cuya consecuencia morfológica más relevante es la destrucción parcial o total de los espacios interfluviales, que han quedado reducidos a estrechas y alargadas franjas correspondientes a superficies alomadas miocenas e incluso al desmantelamiento de las terrazas altas o medias

realizado por los ríos con una mayor capacidad erosiva, tal como ocurre con el río Duratón que tras erosionar el interfluvio formado por las superficies miocenas, ha desmantelado las terrazas altas construidas por el vecino río Serrano.

Por su parte, los distintos niveles fluviales se han agrupado en cuatro conjuntos: terrazas altas o de transición, terrazas medias, terrazas bajas y fondos de valle, con el objeto de articular el análisis sedimentológico. La interpretación del análisis granulométrico y litológico de los aluviones así como del desgaste de los mismos muestra que estos ríos durante su evolución a lo largo del cuaternario y en su trayecto por la cuenca sedimentaria se alimentaron principalmente de materiales provenientes del propio relleno mioceno y de la formación de la raña y tuvieron un comportamiento marcado por un régimen torrencial o fluviotorrencial, donde debieron sucederse crecidas o fuertes pulsaciones de la corriente, en intervalos temporales cortos, pero capaces de efectuar un trabajo geomorfológico apreciable.

Referencias bibliográficas

- Biro, P. & Solé Sabaris, L. (1954): *Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central española*. C.S.I.C. (Instituto Juan Sebastian Elcano). Madrid, 87 pp.
- Fernández, P. (1988a). *Geomorfología del sector comprendido entre el Sistema Central y el Macizo de Santa María la Real de Nieva (Segovia)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Madrid, 336 pp.
- Fernández, P. (1988b). Evolución cuaternaria y sistemas de terrazas en la subfosa terciaria de Valverde del Majano y el Macizo de Santa María La Real de Nieva (Segovia). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 84(1-2), 69-83.
- Muñoz, J. & Tanarro, L. M. (2000). Los valles disimétricos de la Alta Cuenca del Duratón. En: *XV Jornadas de Campo de Geografía Física* (J. J. Sanz Donaire & M^a. E. Pérez González, Ed.), Dpto. de AGR y Geografía Física, UCM, Madrid, 26-40.
- Muñoz, J. & Tanarro, L. M. (2002): El modelado fluvial en el piedemonte norte del Guadarrama oriental y Somosierra (Sistema Central Español): los valles disimétricos de la alta cuenca del Duratón. En: *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio* (A. Pérez González, J. Vegas & M. J. Machado, Ed). Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, serie: Geología, 1, 85-95.
- Pérez González, A.; Martín-Serrano García, A. & Pol Méndez, C. (1994). La Depresión del Duero. En: *Geomorfología de España* (M. Gutiérrez Elorza, Coord.). Rueda. Madrid, 351-380.
- Tanarro, L. M. (2006). Geomorfología de los valles del piedemonte Norte del Sistema Central en su sector segoviano: cuenca del río Duratón. *Tesis Doctoral*, Universidad Complutense de Madrid, Madrid (España), 691 pp.

Sesión 2

Ambientes y secuencias continentales durante el Cuaternario



INDICIOS DE UN GLACIAR DE MONTERA (ICE FIELD) EN EL ALTO GREDOS (AVILA)

E. Acaso (1), J. Centeno (2) y M. E. Moya-Palomares (3)

(1) Dpto. de Geología. Univ. de Alcalá. A2, km. 33,600. Alcalá de Henares. eduardo.acaso@uah.es

(2) Dpto. de Geodinámica. Fac. Geología. U.C.M. Madrid. juande@geo.ucm.es

(3) Dpto. de Geología. Univ. de Alcalá. A2, Km. 33,600. Alcalá de Henares. eugenia.moya@uah.es

Abstract (Evidence of an Ice field in the Alto Gredos summits, Spanish Central Range): *New glacial landforms in the Alto Gredos (Spanish Central Range) confirm that a Pleistocene ice field covered the summit area. The ice field cut the previous surface and left some nunataks emerging from the ice. Erosive and aggradative forms related to this ice field phase are poorly preserved due to the erosion by latter glacial and torrential erosion. Therefore, the ice field phase precede the main glacial phases and can be correlated to the ice fields already described in Sierra de Béjar and Sierra del Barco.*

Palabras clave: *Gredos, Ice field, till de ablación, pleistoceno*

Key words: *Gredos, Ice field, ablation till, pleistocene*

Se describen e interpretan nuevas huellas de origen glaciar localizadas en el amplio sector de la Sierra de Gredos, conocido como Alto Gredos o Picos de Gredos, en la provincia de Avila. La zona se extiende desde el Puerto de Candelada (al Este) hasta la amplia planicie que configura las cabeceras de las gargantas de Bohoyo y Navamediana (al Oeste). En su sector central, incluye los circos de Gredos y del Pinar-Cinco Lagunas, limitados por los más altos picos del Sistema Central (2.596 m.).

La zona posee un relieve glaciar de tipo alpino generado por glaciares de valle, de hasta 9 Km. de longitud y otros de menor entidad. Estas formas han sido descritas por numerosos autores desde 1915.

Las huellas se sitúan altitudinalmente por encima de estas morfologías constituyendo un relieve supraglaciar parcialmente conservado. Se concentran especialmente en las cabeceras de las gargantas de Bohoyo y Navamediana. Se describen (Figura 1) depósitos tales como: **till de ablación** que cubre las altas planicies constituyendo un manto continuo de bloques similar al descrito en el vecino macizo de la Mira (Acaso et. al., 2006). Como en la Mira, el recubrimiento se interrumpe por la erosión torrential y glaciar en su modalidad alpina. Cuando el recubrimiento es parcial por removilizaciones y mezcla con derrubios de gelifracción, cabe hablar de **depósitos mixtos**. Se han encontrado pequeñas **barras morrénicas marginales** en lugares verdaderamente insólitos como en Los Castillejos a más de 2.200 m. de altitud y próximo a la divisoria principal de la cadena. Igualmente, **alineaciones de bloques** que indican una difluencia del glaciar de Bohoyo que se derramaba hacia las torrenteras de la vertiente Sur a través del collado de la Lagunilla. Se han cartografiado dobles hombreras y circos además de interpretar algunos parajes como el Venteadero como una zona de transfluencia glaciar.

Todas estas huellas las consideramos generadas por un glaciar de casquete o montera que cubriría toda la región a excepción de los más altos picos que

sobresaldrían a modo de nunataks. Se derramaría formando largas lenguas (fundamentalmente Barbellido, Pozas, Gredos, Pinar, Bohoyo y Navamediana) y otras menores generando salidas tipo *out let* (como el glaciar del Hornillo) y con múltiples zonas de transfluencia como en el sector de los Tres Hermanitos, en el Venteadero o en el collado de la Lagunilla. El glaciar sería de tipo *ice field* aunque en los márgenes, al Este y al Oeste, tendería a formas más próximas a los *ice cap* por la adaptación del hielo a los restos de superficie de cumbres conservados en dichos sectores.

Como se ha dicho, todas estas formas se sitúan altitudinalmente por encima de los glaciares previamente descritas por otros autores pero están parcialmente destruidos por la erosión remontante de las gargantas meridionales de la sierra y por la expansión de los circos glaciares alpinos. Así, la garganta Blanca que llega a afectar al Circo de Gredos en la zona de los Tres Hermanitos; o Tejea, en el espaldar del Circo del Pinar-Cinco Lagunas, que junto a la del Sauce, más al Oeste, destruye parte de la morfología anterior y los depósitos que soporta. Igualmente los circos, especialmente los del Pinar y Gredos pero a menor escala en todas las gargantas principales, aumentan su capacidad de acumulación expandiéndose a costa de las formas y depósitos descritos. Esta erosión remontante y otras evidencias indican, para el ice field, una edad anterior al episodio glaciar de carácter alpino ya conocido. A falta de otros criterios, puede correlacionarse con los glaciares de montera descritos, para Béjar y la Sierra del Barco, por Carrasco (1997).

Es de destacar que las barras marginales citadas, situadas en los bordes de las cuencas torrentiales meridionales, se localizan en posiciones análogas a la barra que cierra la Garganta Lóbrega y que en Acaso et. al. (2006) interpretamos como generado por un glaciar de montera situado en la cima del macizo de la Mira después de un episodio de retroceso. El modelo de la Mira puede aplicarse a la

zona que nos ocupa e incluso, a la vista de ambos sectores, podría hablarse de un máximo absoluto (representado por los till de ablación presentes en la Mira y al Oeste del Circo del Pinar) al que seguiría un retroceso (quizá afectado por la erosión remontante de las gargantas meridionales) y una segunda estabilización que generaría las barras marginales. Finalmente, se produciría la fusión completa.

El episodio de los glaciares de montera (cuyas huellas se han encontrado ya en Béjar, en la Sierra del Barco, en el macizo de la Mira y ahora en el Alto Gredos) parece tener entidad propia para constituir una etapa individualizada en el marco del modelo evolutivo glaciar aplicado al Sistema Central. Así, la primera etapa sería la de los glaciares de montera con un máximo y otro episodio de estabilización. La segunda y tercera, de estilo "alpino" definirían las etapas denominadas clásicamente como A y B (Pedraza y Fernández, 1981) y que se corresponden con los complejos morrénicos externos e internos respectivamente, que cierran la mayoría de las gargantas. Por último, la etapa C, estaría definida por los restos de los glaciares de los episodios anteriores en forma de aparatos residuales y mixtos.

Referencias bibliográficas

Acaso, E. (1983). *Estudio del Cuaternario en el Macizo Central de Gredos*. Tesis Doctoral. Fac. de Ciencias. Univ. de Alcalá, 442 pp.

- Acaso, E., Moya-Palomares, M. E. & Centeno, J. D. (2006). Nuevas observaciones sobre el glaciario pleistoceno en la Sierra de Gredos (Sistema Central Ibérico). *Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología*, Santiago de Compostela, 51-58.
- Carrasco, R. (1997). *Estudio geomorfológico del valle del Jerte (Sistema Central Español): secuencia de procesos y dinámica morfogenética actual*. Tesis Doctoral. UCM, 343 pp.
- Fernández, P. (1976). *Estudio geomorfológico del macizo central de Gredos*. Tesis de Licenciatura. UCM. Madrid.
- Martínez de Pisón, E. & Muñoz Jiménez, J. (1973). Observaciones sobre la morfología del Alto Gredos. *Estudios Geográficos*, 597-690.
- Obermaier, H. & Carandell, J. (1916). Contribución al estudio del glaciario cuaternario de la Sierra de Gredos. *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. (Geol.)*, 14, 55.
- Pedraza, J. & Fernández, P. (1981). Terciario y Cuaternario del Mapa geológico de Bohoyo. Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, num. 577. IGME. Madrid.
- Rubio, J.C., Pedraza, J. & Carrasco, R. (1992). Reconocimiento de Tillis primarios en el sector central y occidental de la Sierra de Gredos (Sistema Central Español). En: *Estudios de Geomorfología en España*. (J. López Bermúdez et al., eds.) Sociedad Española de Geomorfología, 413-422.
- Schmieder, O. (1915). Die Sierra de Gredos. *Mitteilgn der Geographischen Gesselschaft in Manchen*. T. 10, 1. Erlangen.
- Vidal Box, C. (1934). Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Bohoyo (Avila). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 34, 485-486.

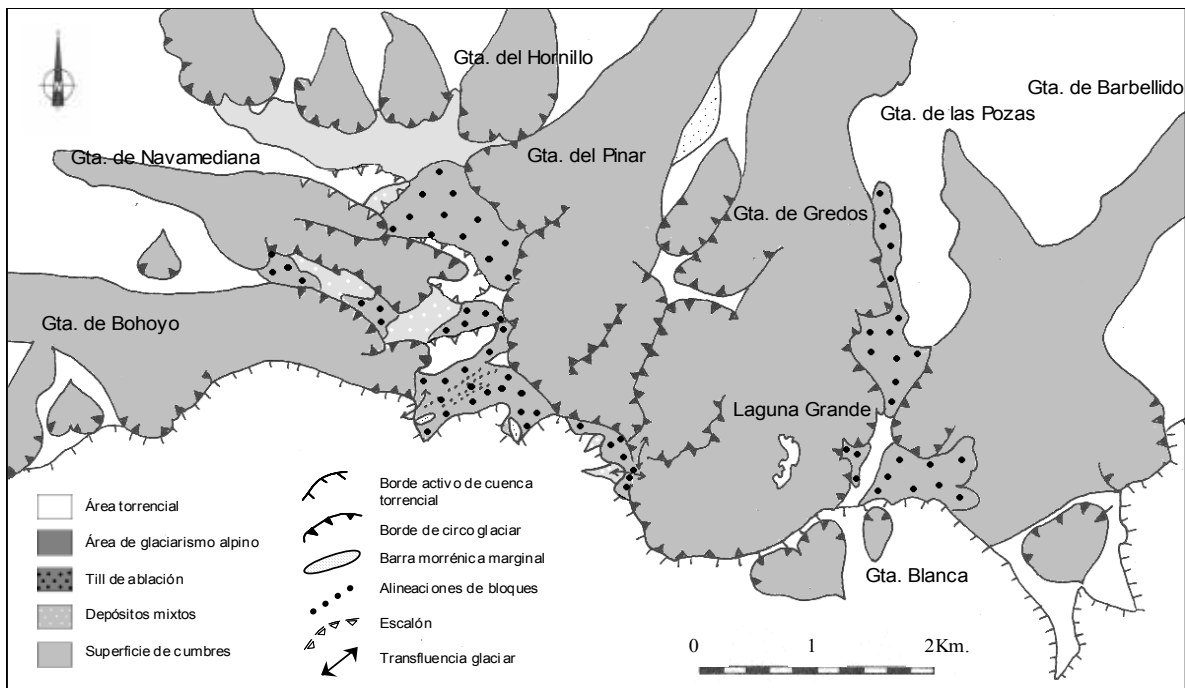


Fig.1. Esquema geomorfológico del Alto Gredos



ESTRATIGRAFÍA ENDOKÁRSTICA PLEISTOCENA DE LA SIERRA DE ATAPUERCA (BURGOS): DATOS GEOAMBIENTALES DESDE LA SALA DE LOS CÍCLOPES

A. Aranburu (1), A.I. Ortega (2), E. Iriarte (3), M. Dorado (4), A. Valdeolmillos (4), M^a.B. Ruiz Zapata (5) y J.L. Arsuaga (6)(7)

- (1) Dpto. Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, EHU/UPV Universidad del País Vasco. Apdo. 644. 48080-Bilbao. arantza.aranburu@ehu.es
- (2) Laboratorio de Evolución Humana, Dpto. Ciencias Históricas y Geografía, Universidad de Burgos. Edificio I+D+I, Pl. de Misael Bañuelos s/n. 09001-Burgos.
- (3) Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria, E.T.S. Ing. Caminos, Canales y Puertos, Universidad de Cantabria. Avda. de los Castros s/n, 39005-Santander.
- (4) Círculo de Innovación en Tecnologías Medioambientales y Energía (CITME), Sistema Madri+d, Universidad de Alcalá.
- (5) Dpto. Geología, Universidad de Alcalá. Edificio de Ciencias, Campus Universitario. 28871-Alcalá de Henares.
- (6) Centro de Investigación (UCM-ISCIII) de Evolución y Comportamiento Humanos, C/ Sinesio Delgado, 4. 28029-Madrid.
- (7) Dpto. Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. Ciudad Universitaria, 28040-Madrid.

Abstract (Pleistocene endokarstic stratigraphy of the Sierra de Atapuerca: geoenvironmental data from the Sala de los Cíclopes): The Upper Cretaceous limestones from the Sierra de Atapuerca contains a well developed karstic system that is composed of three different levels. The Sala de los Cíclopes is one of the biggest cavity located in the intermediate level of the karstic system. Spectacular outcrops of endokarstic sediments therein have made it possible to study the pleistocene geoenvironmental evolution of this part of the Sierra de Atapuerca. The stratigraphic sequence shows an evolution from phreatic to vadose processes and environments. The sedimentary units are composed of fluvial sandstones and lutites, alluvial and colluvial breccias and speleothems that are interrupted by very irregular erosional surfaces. Paleomagnetic studies and biostratigraphic data (presence of *Ursus deningeri*) infer the age of these materials from >780 ka to 150 ka.

Palabras clave: sedimentos endokársticos, evolución geoambiental, Pleistoceno, Sierra de Atapuerca

Key words: endokarstic sediments, geoenvironmental evolution, Pleistocene, Sierra de Atapuerca

La Sierra de Atapuerca, localizada 15 kilómetros al este de la ciudad de Burgos, en la meseta norte de la Península Ibérica, está constituida por un anticlinal tumbado de dirección NW-SE con vergencia al NE. Los materiales que más afloran son las calizas marinas y dolomías del Cretácico Superior, rodeadas de margas y margocalizas lacustres de edad miocena que descansan de forma discordante, sobre calizas cretácicas o sobre conglomerados oligocenos. Su cima más alta alcanza los 1.085 metros, y desde ella se domina la salida al Duero del corredor de la Bureba. Este pasillo geográfico conecta la cuenca del Ebro con la del Duero contribuyendo a que esta pequeña sierra haya sido desde siempre un importante paso y punto de encuentro.

Desde la emersión de las calizas marinas del Cretácico Superior y hasta la actualidad los principales procesos geológicos que han actuado sobre la sierra han sido los de denudación y karstificación. Como resultado de éstos, se formaron unidades conglomeráticas polimícticas de carácter fluvio-aluvial y edad oligocena (Pineda y Arce, 1997), conglomerados monomícticos aluviales intercalados con materiales lacustres de edad miocena, y un amplio sistema kárstico con rellenos sedimentarios que datan, como mínimo, desde hace 1,5 Ma. (Cueva del Elefante, Rosas *et al.*, 2001) hasta la actualidad.

El sistema kárstico, localizado en el sector occidental de la sierra, presenta un desarrollo subterráneo conocido de 4.000 m (Sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo y Cueva Peluda) distribuidos a lo

largo de 3 niveles de carácter fundamentalmente freático (Martin Merino *et al.*, 1981). La Sala de los Cíclopes está ubicada en el nivel intermedio del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo. Presenta una morfología elongada de marcada dirección NNE-SSW, con casi 40 m de longitud, 10 m de ancho, y un desarrollo vertical mínimo de 13 m. En su extremo S, la sala presenta pequeñas cavidades adosadas que están cegadas por colapso y/o formación de espeleotemas, y también el acceso a la Sima de los Huesos, que se engloba en el tercer nivel de galerías del sistema kárstico. El techo abovedado de la Sala de los Cíclopes, pese a corresponder al segundo nivel de galerías, alcanza en algunos puntos las facies margosas miocenas suprayacentes, dicho techo se haya a entre 13 y 9 m de profundidad respecto a la superficie exterior.

La sala está tapizada por retazos de sedimentos, tanto en las paredes como en el techo y el suelo, que evidencian la colmatación de la cavidad y un posterior vaciado parcial. La estratigrafía que se deduce de la correlación tanto vertical como lateral de los distintos afloramientos sedimentarios es la siguiente: 1) Margas blancas masivas con ostrácodos y algas characeas. 2) Por encima, de forma neta y erosiva, se presentan alternancias de limos y arenas micáceas con laminación cruzada planar. Es una arena lítica con predominio de litoclastos de rocas metamórficas, partículas de microclina y moscovita. El contenido polínico de estos materiales muestra una vegetación predominantemente arbórea, dominada por *Pinus*, *Quercus* y *Poaceae*. La potencia máxima deducida para esta unidad es de 10 m. 3) Parabrechas con

matriz arcillosa roja. Muestra una secuencia positiva con clastos decimétricos de la caliza encajante y margas miocenas a la base ("brecha roja"), y clastos angulosos de 1-2 cm de caliza a techo ("brecha naranja"). En el interior de esta unidad se observan varias superficies erosivas a veces tapizadas por canales tractivos rellenos de ortomicrobrecha caliza, o de arenas resedimentadas de la unidad sedimentaria subyacente. Esta unidad brechoide, de 3 a 5 m de potencia, descansa sobre un acusado paleorelieve excavado en las unidades basales y llegó casi a colmatar la cavidad kárstica. 4) Una segunda fase de vaciado volvió erosionar los distintos depósitos, confiriendo a la cavidad una apariencia casi idéntica a la actual. En el depocentro de la cavidad aflora 1 m de registro estratigráfico compuesto por materiales resedimentados (de abajo arriba): a) 35-50 cm de arcilla arenosa de color marrón amarillento con clastos decimétricos de caliza, fragmentos de espeleotemas y grandes huesos sueltos de *Ursus deningeri* englobados en la matriz; b) 25-40 cm de arena y limo amarillo, con laminación interna paralela y clastos calizos blandos rodeados de matriz rojiza y clastos angulosos de arcilla roja dispersos hacia la pared E; c) 10 cm de parabrecha caliza con matriz rojiza que se acuña desde la pared E hacia la parte central de la cavidad; d) espeleotema de 20 cm de espesor que contiene huesos de *Ursus deningeri* en su interior y que se acuña hacia el centro de la cavidad, pasando lateralmente a facies arcillo-limosas de color morado, con huesos de osos en la base, láminas milimétricas discontinuas de taranakita y filamentos algales de tipo cianofita; e) nivel continuo de murcielaguina de 7 a 3 cm de espesor que fosiliza toda la estratigrafía previa.

En general, la secuencia deposicional muestra una clara evolución desde condiciones freáticas, marcadas por la propia formación de la cavidad kárstica y el depósito de las facies fluviales arenosas procedentes del desmantelamiento de la sierra paleozoica de La Demanda (área fuente de los litoclastos metamórficos), a condiciones vadosas, reflejadas por las facies brechoides procedentes de los depósitos coluviales depositados en la ladera sur de la sierra. Finalmente el aporte sedimentario se convierte en nulo, y permite la ocupación de la cavidad por osos, predomina la erosión y el depósito

de facies resedimentadas a partir de la estratigrafía previa, formación de espeleotemas y pequeños charcos de aguas templadas, quietas, anóxicas o disóxicas susceptibles de ser colonizados por algas. Esta tendencia evolutiva controlada por el descenso del nivel de base, lejos de indicar una pauta gradual, refleja bruscos cambios en los procesos geológicos imperantes en la cavidad, pasando de condiciones netamente sedimentarias, que llegan a colmatar la cavidad, a fases de intensa erosión y vaciado del registro sedimentario.

La ocupación de la cuavidad por *Ursus deningeri* coincide con el cese de aporte sedimentario a la cueva, lo que nos permite asignar a todos los procesos deposicionales y erosivos previos una edad mínima anterior a 150 ka (García, 2003). Por otro lado, estudios paleomagnéticos realizados en las facies arenoso-limosas indican una polaridad claramente negativa, lo que sitúa en una cronología anterior a la última inversión magnética (Matuyama-Brunhes 780 ka) la entrada de éstas facies a la cavidad. Por tanto, un detallado análisis de los materiales sedimentarios de la Sala de los Cíclopes permitirá un mejor conocimiento de la evolución geoambiental Plio-Pleistocena que complementará la valiosa información procedente de los yacimientos paleontológicos de esta emblemática sierra burgalesa.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado con cargo al proyecto CGL2006-13532-C03-02 del Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias bibliográficas

- García, N. (2003). *Osos y otros carnívoros de la Sierra de Atapuerca*. Fundación Osos de Asturias. 573 pp.
- Martín Merino, M.A., Domingo, S. & Antón, T. (1981). Estudio de las cavidades de la Zona BU-IV.A (Sierra de Atapuerca). *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, 2, 41-76.
- Pineda, A. & Arce, J.M. (1997). Mapa Geológico de España, 1:50.000, Serie Magna. Burgos, 200 (19-10). IGME.
- Rosas, A., Pérez-González, A., Carbonell, E., Van Der Made, J., Sánchez, A., Laplana, C., Cuenca-Bescós, G., Parés, J.M. & Hugué, R. (2001). Le Gisement Pléistocène de La "Sima del Elefante" (Sierra de Atapuerca, Espagne). *L'Anthropologie*, 105 (2), 301-312.



EL GLACIARISMO DE LA SIERRA DE BÉJAR (GREDOS OCCIDENTAL): NUEVAS APORTACIONES

R.M. Carrasco (1) y J. de Pedraza (2)

(1) Dpto. Ingeniería Geológica y Minera, Facultad de Ciencias del Medio Ambiente, Universidad de Castilla-La Mancha. Avda Carlos III, s/n, 45071-Toledo. rosa.carrasco@uclm.es

(2) Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. Avda. Antonio Novais, 10140-Madrid. javierp@geo.ucm.es

Abstract (Glacial morphology of the Bejar mountain (western of Gredos): new contributions): *The culmination of the Béjar range is a planation surface of the peneplain type and those features have been the determining factor for the development of ice cap glaciers type; in addition, both the morphostructure and the tectonic structure did condition the marked asymmetry on the development of the glaciers. These processes have been allocated on the upper Pleistocene (It is a stage that correspond to the Würm of alpine glacial chronology) throughout correlation with criteria of relative dating. In this paper we present the results obtained on the identification of the tills deposits and, in addition, the spatial analysis of the glacier shapes with the aim of developing the morpho-graphic modeling of the main evolving stages of glacialism in these ranges.*

Palabras clave: Glaciarismo, tills, Pleistoceno, Sierra de Béjar.

Key words: *Glacial morphology, tills, Pleistocene, Bejar mountain.*

La sierra de Béjar constituye la elevación montañosa más septentrional de la Sierra de Gredos y culmina en una superficie alomada situada por encima de los 2000 m, y remodelada por la acción glacial.

El tipo de glaciario desarrollado en esta sierra, consistió en monteras de hielo tipo "glaciares de meseta" (Carrasco y Pedraza, 1995; Carrasco, 1997) con una fisonomía cupuliforme condicionada por el lecho subglacial y asociada a altiplanicies o mesetas del terreno; eran masas de hielo no confinado, de circulación extrusiva desde el centro de acumulación a los bordes de ablación, dando lugar en sus zonas marginales a desbordamientos tipo "outlet" y lenguas encajadas en valles.

Se ha estimado que la extensión de los hielos durante ese máximo glacial fue de 53,79 km² con un espesor entorno a los 240 m en el valle de la Solana. La marcada asimetría en el desarrollo de los emisarios de valle o ladera (longitud de las lenguas, espesor de la masa de hielo, concentración de los grandes desbordamientos, etc.) tuvo como factor determinante la morfología previa. El condicionante primario puede considerarse la morfoestructura o disposición de los bloques, que contribuyó a restringir la longitud de las lenguas en las vertientes escarpadas. Por otra parte, la estructura tectónica (trazado y densidad de redes de fractura) condicionó el desarrollo previo de cuencas y valles torrenciales aptos para la acumulación y flujo del hielo, y favoreció la presencia de materiales alterados y la generación de movimientos en masa en cuyas cabeceras se pudieron instalar cuencas glaciares.

Aunque recientemente se ha intentado datar este glaciario utilizando nuevas técnicas (Marcos *et al.*, 2005), los resultados no son determinantes y las cronologías y modelos evolutivos siguen basándose en las correlaciones a escala regional. En este caso, la referencia a considerar son los trabajos realizados en áreas orientales, fundamentalmente en los

macizos central y occidental de Gredos (Pedraza y López, 1980; Pedraza y Fernández, 1983 a y b; Sanz Donayre, 1976; Rubio, 1984, 1990; Rubio *et al.*, 1992; Carrasco, 1997; Carrasco y Pedraza, 1995). De acuerdo con esos datos y bases de referencia, el glaciario de la Sierra de Béjar se ha asignado al Pleistoceno Superior (fase equivalente al Würm alpino) y se han reconocido (Carrasco, 1997): un periodo de máxima extensión de los hielos, al que siguió un pequeño retroceso y una estabilización con el desarrollo de los grandes vallums morrénicos externos; tras una nueva etapa de retroceso, se genera una nueva estabilización-avance-retroceso limitado que dio lugar a los complejos morrénicos internos y sus correspondientes crestas de pulsación; finalmente se produce el retroceso rápido que originó la retirada total de los hielos en estas áreas.

En todos los modelos evolutivos previos, el vallum morrénico externo se consideró el límite de la máxima extensión de los hielos en estas zonas y, por su desarrollo, se interpretó también como la etapa de máxima estabilización. Sin embargo, los datos obtenidos en el glaciar de la Serrá (Sierra de la Nava, sector centro occidental de Gredos), y posteriormente en otras áreas de Gredos, han permitido establecer una etapa previa de máximo avance que, tras un ligero retroceso, fue seguida por la de máxima estabilización que originó esos vallums externos (Carrasco, 1997, 1999). Nuevas investigaciones en la Sierra de Bejar, han permitido identificar la presencia de depósitos de till que desbordan el dominio del vallum más externo y que por tanto vienen a corroborar los datos obtenidos para otras áreas de la Sierra de Gredos; es el caso del glaciar del Endrinal (Carrasco, *op. cit.*), glaciar de Regajo Grande y glaciar de Cuerpo de hombre.

En lo referente al modelado, en este trabajo presentamos los últimos resultados obtenidos del estudio de las formas de detalle agradacionales y

degradacionales. A partir de ellas y siguiendo procedimientos ya validados en otras áreas similares (Locke, 1995; Evans *et al.*, 2002; Vieira, 2004) se ha elaborado una modelación de la morfografía de estas áreas durante la fase glacial. El procedimiento consiste en la reconstrucción los aparatos glaciares aplicando un Sistema de Información Geográfica; se realiza para cada subetapa o estadio de máxima estabilización, así como para la máxima extensión de los hielos, con el fin de poder establecer el balance de masa total y determinar para cada uno de ellos la línea de equilibrio.

Referencias bibliográficas

- Carrasco, R.M. (1997). *Estudio geomorfológico del Valle del Jerte (Sistema Central español): secuencia de procesos y dinámica morfogenética actual*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid (España), 343 pp.
- Carrasco, R.M. (1999). *Geomorfología del Valle del Jerte. Las líneas maestras del paisaje*. Ed. Univ. de Extremadura (UEX), Cáceres, 246 pp.
- Carrasco, R.M. & Pedraza, J. (1995). Morfología glacial de las cimas en la Sierra de Gredos: monteras de hielo. En: *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario* (T. Aleixandre & A. Pérez-González, eds.). Centro de Ciencias Medioambientales (CSIC), Madrid (España), 227-238.
- Evans, D.J.A.; Rea, B.R.; Hansom, J.D. & Whalley, W.B. (2002). Geomorphology and style of plateau icefield deglaciation in fjord terrains: the example of Troms-Finnmark, north Norway. *Journal of Quaternary Science*, 17 (3), 221-239.
- Locke, W (1995). Modelling of icecap glaciation of the northern Rocky Mountains of Montana. *Geomorphology*, 14, 123-130.
- Marcos, F.J.; Palacios, D. & Vázquez, L. 2005. Glacial maximum advance of glaciation en the Central Iberian Peninsula: Garganta de Gredos. In: *Sixth Internacional Conference on Geomorphology. S1. Glacial and Periglacial Geomorphology* (F. Gutierrez, *et al.*, eds.). Zaragoza. 10-10
- Rubio, J.C. (1984). *La morfología glacial de la Sierra de la Nava*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid (España), 182 pp.
- Rubio, J.C. (1990). *Geomorfología y Cuaternario de la sierras de la Nava y Béjar (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid (España), 319 págs.
- Rubio, J.C.; Pedraza, J. & Carrasco, R.M. (1992). Reconocimiento de tills primarios en el sector central de la Sierra de Gredos (Sistema Central Español). En: *Estudios de Geomorfología en España* (López Bermúdez *et al.*, eds.), I, SEG, Murcia, 413-422.
- Sanz Donaire, J.J. (1976). *El corredor de Béjar*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Instituto de Geografía Aplicada (CSIC), 1979, 450 pp.
- Pedraza, J. & Fernández, P. (1981a). Cuaternario del Mapa Geológico de de Bohovo. En: *Mapa Geológico de Bohoyo. Serie MAGNA, H. 577* (P. Ruiz y V. Gabaldón), IGME. Madrid.
- Pedraza, J. & Fernández, P. (1981b). Cuaternario del Mapa Geológico de de Arenas de San Pedro. En: *Mapa Geológico de Arenas de San Pedro. Serie MAGNA, H. 578* (P. Ruiz y V. Gabaldón, *supervis.*), IGME. Madrid.
- Pedraza, J. & López J. (1980). *Gredos: geología y glaciario*. Obra Social de la Caja de Ahorros de Ávila, Ávila, 31 pp.
- Vieira, G. (2005) Características generales del glaciario de la Sierra de Estrela, Portugal. *AEPECT*, 13 (3), 289-295.



EDADES U/Th DE LOS TRAVERTINOS DEL CUATERNARIO RECIENTE DE LA CUENCA DE TABERNAS, ALMERIA (SE DE ESPAÑA) Y SUS IMPLICACIONES EN LA EVOLUCION GEODINÁMICA Y PALEOAMBIENTAL DE ESTA

Luis Delgado Castilla (1)

(1) Estación Experimental de Zonas Áridas, CSIC, C./ General Segura,1, 04001 Almería.

Abstract (U/Th ages of late Quaternary travertine in the Tabernas basin (Almería, SE Spain) and their implications on its geodynamic and paleo-environmental evolution): Results of U/Th dating of travertine have led to differentiate two depositional generations in the Tabernas basin, attributed respectively to late Pleistocene and Holocene. There is an erosional stage between these periods, which is associated to the incision of the fluvial network. Those travertine deposits are of hydrothermal origin. Their subsequent erosion is related to an intense and generalized erosive morphogenesis from Holocene onwards, which involved a climate change towards increasing aridity and rainfall intensity.

Palabras clave: travertino, datación U/Th, hidrotermal, Cuaternario

Key words: travertine, U/Th dating, hydrothermal conditions, Quaternary

La cuenca neógena de Tabernas constituye una amplia depresión tectónica situada al Sur de la provincia de Almería y, geológicamente, dentro de la Zona Interna de las Cordilleras Béticas orientales.

Durante el Cuaternario y especialmente en el Cuaternario reciente tuvo lugar en la Cuenca de Tabernas una intensa actividad carbonatogénica generándose diversos depósitos travertínicos (Delgado, 1997), localizados en la parte central de ésta con una distribución espacial muy individualizada, alineándose todos ellos según una dirección aproximada NW-SE (Fig.1).

En todos los casos, se trata de depósitos carbonáticos en general de poco espesor y limitada extensión areal, adaptando diversas morfologías impuestas por la propia topografía del relieve sobre el que se adaptaron. Geomorfológicamente todo el conjunto travertínico se encuentra asociado a los paleovalles fluviales labrados durante el Pleistoceno superior.

En la sedimentación carbonática han intervenido procesos físico-químicos y sobre todo biogénicos. La influencia, principalmente de las algas y de los briofitos, ha sido determinante en la generación de diversas estructuras sedimentarias.

Para el análisis radiométrico se eligieron tres formaciones travertínicas situadas en los sitios (Salinas (SAL), Rambla de Grillo (GR) y Las Yeguas (Y) respectivamente. Su localización se muestra en la (Fig,1).

Las dataciones han sido realizadas mediante el método $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ por el Dr. Yven Quinif en el Centre d'Etudes de Recherches appliqués a Karst (CERAX) en Mons (Bélgica). Los resultados radioquímicos y dataciones se exponen en la Tabla 1. Las edades obtenidas para las muestras RG-1, RG-2 Y-1. y Y-2 son fiables. En cuanto a las muestras SAL-1. y SAL-2 sus edades no son en principio definitivas por la baja relación $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$. No obstante la edad de la

SAL-1 es posible que sea más joven y atribuible a los estadios isotópicos 1 o 2. En el caso de la SAL-2 su edad puede razonablemente atribuirse al Holoceno.

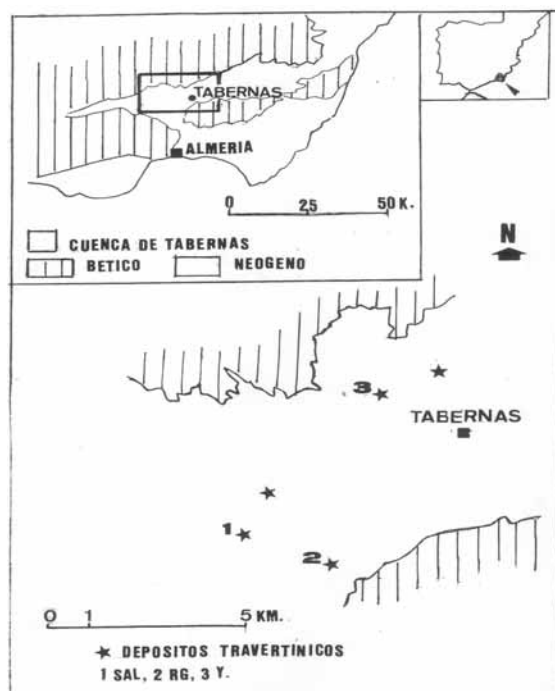


Fig 1. Zona de Estudio

Los resultados de dichas dataciones han permitido identificar dos generaciones distintas de formación travertínica con edades comprendidas entre el Pleistoceno final y el Holoceno. La primera, la más antigua, está datada por las muestras RG-1, RG-2 e Y-1 cuyas edades comprendidas entre los 23.900 y 46.400 BP la sitúan en el final del Pleistoceno superior, durante las etapas finales del glacial Würm. En cuanto a la segunda más reciente está datada por las muestras SAL-2 e Y-2 cuyas edades

inferiores a los 10.000 BP la sitúan en los comienzos del Holoceno.

Desde el punto de vista geomorfológico, ambas generaciones deposicionales están separadas por un episodio erosivo, relacionado con el encajamiento de la red de drenaje actual lo que determinó el que los depósitos del Pleistoceno final se encuentren colgados respecto a dicha red, mientras que los depósitos holocenos, se produjeron cuando ya estaba establecida ésta, encontrándose todos ellos depositados sobre las roturas de pendiente producidas por los sucesivos encajamientos de la red de drenaje, lo que nos lleva a concluir, que dicho suceso tuvo que ocurrir con posteridad a los 23.900 BP (Delgado, 1999) o tal vez un poco después, si admitimos la edad de la muestra SAL-1 o sea en el tránsito Pleistoceno final-Holoceno. Este hecho fue trascendental en la evolución geodinámica de la cuenca, al determinar el final del régimen sedimentario endorreico que mantuvo ésta durante todo el Pleistoceno superior, y a su vez el inicio de una activa morfogénesis erosiva generalizada (Delgado, 1996).

La génesis de estos travertinos es atribuida a un origen hidrotermal con un funcionamiento de corta duración. Los focos de emisión fósiles se localizan asociados, principalmente, a un sistema de fisuras relacionado a su vez con una serie de fracturas, cuya lineación y direcciones coinciden significativamente con el alineamiento del conjunto deposicional travertínico. Estos accidentes afectan a los materiales del Mioceno superior y son posteriores a ellos, funcionando principalmente como fallas normales

El origen de este episodio hidrotermal, parece estar relacionado con la probable existencia de una anomalía de flujo térmico y con una estructura geológica favorable para la acumulación profunda de aguas de origen freático, aisladas por la potente cobertera sedimentaria miocena.

En cuanto al dispositivo determinante de dicha manifestación hidrotermal, probablemente esté relacionado con una tectónica tardía compresiva cuya mayor actividad tendría lugar durante el Pleistoceno final, siendo responsable de la fracturación que facilitaría la salida al exterior de las aguas termales.

Respecto al ambiente de formación de estos travertinos, se concluye, que durante su desarrollo debió dominar un ambiente húmedo caracterizado por la frecuencia e importancia de las precipitaciones, coincidente con las etapas finales del Würm y comienzos del interglaciar Holoceno, condiciones climáticas que posibilitarían el suministro esencial de agua para mantener el funcionamiento del proceso hidrotermal. Por otra parte, el elevado contenido detrítico en estos depósitos travertínicos se explica por la interacción, durante la sedimentación carbonática, con aguas de escorrentía, lo que implica a su vez, una escasa fitoestabilidad de las laderas proximales que favorecería la liberación y arrastre de los terrígenos durante las lluvias.

La erosión que afectó posteriormente a todo el conjunto travertínico fósil, se relaciona con la intensa morfogénesis erosiva generalizada que experimentó la cuenca en el transcurso del Holoceno, como consecuencia de la instalación progresivamente de condiciones climáticas de acentuada aridez, caracterizadas por la disminución e irregularidad y torrencialidad de las precipitaciones. Este cambio climático parece, a su vez, ser probablemente el responsable del colapso definitivo del episodio hidrotermal, por el agotamiento de su alimentación al reducirse cuantitativa y progresivamente las precipitaciones.

Referencias bibliográficas

- Delgado, L. (1996). Interpretación geomorfológica del área de Las Salinas y sus implicaciones en el modelado actual de la Cuenca de Tabernas, Almería. *IV Reunión de Geomorfología, O Castro (A Coruña)*, 495-504.
- Delgado, L. (1997). Formaciones de travertinos del Pleistoceno superior- Holoceno en la Cuenca de Tabernas, Almería (SE España). *Etudes de Géographie Physique, Supplément au n° XXVI, Université de Provence*, 63-65.
- Delgado, L. (1999). Edad U/Th de los travertinos del Pleistoceno superior del área de Las Yeguas y sus implicaciones en la evolución geomorfológica de la Cuenca de Tabernas, Almería (SE España). *Avances en el estudio del Cuaternario español (L. Palli Buxó y C. Roqué Pau, ed.)*, 54.

Muestra	[U] _{ppm}	²³⁴ U/ ²³⁸ U	²³⁰ Th/ ²³⁴ U	²³⁰ Th/ ²³² Th	[²³⁴ U/ ²³⁸ U] _{t=0}	Edad (Ka)
SAL-1	0,220±0,005	1,123±0,017	0,181±0,006	1,16±0,03	1,131	21,5[+0,9/0,8]
SAL-2	0,209±0,003	1,119±0,011	0,071±0,002	1,13±0,04	1,121	8,0[+0,2/-0,2]
RG-1	1,327±0,009	2,505±0,010	0,316±0,004	99±6	2,682	39,6[+0,6/-0,6]
RG-2	0,698±0,012	2,226±0,019	0,360±0,011	10,9±0,5	2,397	46,4[+1,7/-1,8]
Y-1	5,768±0,094	1,638±0,008	0,200±0,005	43±2	1,682	23,9[+0,7/-0,8]
Y-2	2,532±0,066	1,842±0,010	0,073±0,013	grand	1,862	8,2[+1,6/-1,5]

Tabla 1. Resultados analíticos de las dataciones



DESARROLLO Y VALIDACIÓN DE MODELOS PROBABILÍSTICOS DE SUSCEPTIBILIDAD Y PELIGROSIDAD POR DOLINAS EN EL KARST EVAPORÍTICO DEL VALLE DEL EBRO

J.P. Galve (1), F. Gutiérrez (1), J. Bonachea (2), J. Remondo (2), J. Guerrero (1), P. Lucha (1) and A. Cendrero (2)

(1) Dpto de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 12; 50009-Zaragoza fgutier@unizar.es
(2) DCITIMAC, Facultad de Ciencias, Universidad de Cantabria. Avda. de los Castros s/n. 39005-Santander

Abstract (A probabilistic approach to sinkhole hazard modelling. The case study of the Ebro valley evaporite karst, NE Spain): A method for quantitatively assessing sinkhole susceptibility (spatial probability) and hazard (temporal-spatial probability) has been developed and independently tested in the Ebro valley alluvial evaporite karst. Three genetic types of sinkholes have been identified. A spatial database composed of a sinkhole inventory and 29 thematic layers related to potential conditioning factors has been implemented in a GIS. The sinkhole inventory includes two temporal populations (2005, 2006). Multiple susceptibility models were generated analysing the statistical relationships between the sinkholes and combinations of factors using Favourability Functions (empirical likelihood ratio models). Validation of the models through several strategies has allowed us to assess their predictive capability and to determine the variables that best explain the spatial distribution of each type of sinkhole. The best susceptibility model produced with the 2005 sinkhole population has been transformed into a hazard map with the 2006 sinkhole sample considering the average size of the sinkholes. This hazard model provides a minimum probability for a pixel to be affected by a sinkhole in a given period.

Palabras clave: dolina, susceptibilidad, validación, peligrosidad
Key words: sinkhole, susceptibility, validation, hazard

Se propone un método cuantitativo para desarrollar y validar mapas de susceptibilidad (probabilidad espacial) y peligrosidad (probabilidad espacio-temporal) por dolinas. El área de estudio se localiza en un tramo del valle del Ebro de 50 km² situado aguas abajo de la ciudad de Zaragoza. En este sector los materiales del sustrato, con disposición subhorizontal, están constituidos por una formación evaporítica que da paso en el sector este de la zona a sedimentos arcillosos por cambio lateral de facies. La formación evaporítica está constituida por yesos con intercalaciones de margas y arcillas, reconociéndose potentes unidades de halita y glauberita en profundidad (Ortí y Salvany, 1997).

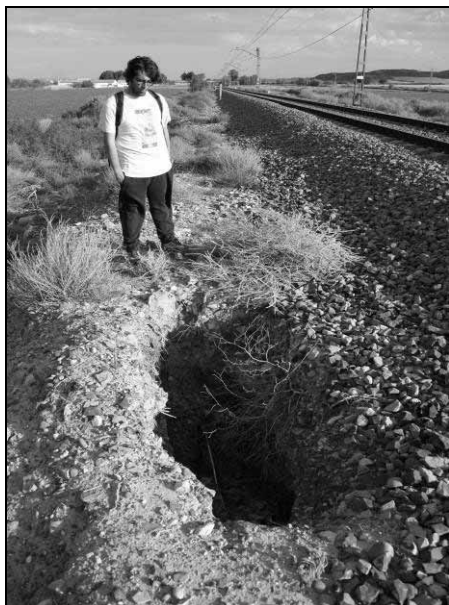


Fig.1. Pequeño colapso de cobertera

Se diferencian dos dominios morfo-hidrológicos principales: la llanura de inundación (área de descarga), y un terraza baja situada en ambos flancos del valle (acuíferos colgados) (Gutiérrez et al., 2007). Se han identificado tres tipos de dolinas: pequeños colapsos de cobertera localizados en la terraza Sur – dolinas Tipo 1 (*cover collapse sinkholes*, Fig.1), grandes colapsos en la llanura de inundación – dolinas Tipo 2 (*collapse sinkholes*), y grandes depresiones de subsidencia (*sagging sinkholes*) – dolinas Tipo 3.

La base de datos, incorporada a un SIG, está compuesta por el inventario de dolinas y un amplio número de capas temáticas relacionadas con los factores condicionantes del fenómeno estudiado. El inventario de dolinas incluye dos poblaciones temporales: 494 dolinas formadas antes de Noviembre de 2005 (447, 24 y 23 de los tipos 1, 2 y 3 respectivamente) y 500 del tipo 1 formadas entre Noviembre de 2005 y Noviembre de 2006. Los 8 factores más significativos seleccionados mediante exámenes visuales, superposición de mapas y análisis de sensibilidad sobre los modelos realizados son: unidades geomorfológicas (geomor), gradiente litológico (gradient), conductividad eléctrica (ec), índice de saturación del yeso (si_gyp) del agua subterránea del aluvial, espesor del aluvial (thickness), variaciones anuales teóricas del nivel freático del acuífero aluvial (piezovar), red de acequias y canales (irriga) y usos de suelo (landuse).

Se han generado múltiples modelos de susceptibilidad analizando las relaciones estadísticas entre la distribución de las dolinas y diferentes combinaciones de capas relacionadas con factores condicionantes. Para ello se han aplicado las Funciones de Favorabilidad (*Empirical Likelihood Ratio Models*) (Chung y Fabbri, 1993, 2005).

La evaluación de los modelos mediante su validación siguiendo diferentes estrategias (aleatoria, de exclusión secuencial y temporal; Remondo *et al.*, 2003) ha permitido seleccionar la mejor combinación



Fig.2. Ejemplo de mapa de peligrosidad por dolinas.

de factores que mejor explica la distribución de cada tipo de dolinas y los márgenes dentro de los que se mueve su capacidad predictiva. Los mejores modelos de susceptibilidad de dolinas del tipo 1 y 2 consiguen predecir más del 90% de las dolinas con el 10% de los píxeles de mayor susceptibilidad. En el caso de las dolinas de tipo 3 se predicen el 80% de las dolinas con el 20% de los píxeles, obteniendo resultados algo peores.

Las mejores combinaciones de variables para cada tipo de dolina son las siguientes: geomor, gradient, ec, si_gyp, irriga y landuse para el tipo 1; geomor, thickness, piezovar, ec y si_gyp para el tipo 2 y geomor, gradient, thickness, piezovar, ec y si_gyp para el tipo 3.

La validación de los modelos revela que la mejora de las capas de variables que poseen una alta incertidumbre y baja precisión, como pueden ser las basadas en los inventarios puntuales de aguas subterráneas, no aportan una mejora significativa en la capacidad predictiva de los modelos.

Los modelos de susceptibilidad de las dolinas tipo 1 generados con la muestra de dolinas de Noviembre de 2005 se han validado temporalmente utilizando las dolinas cartografiadas en Noviembre de 2006. Los resultados de esta validación, aunque algo

perores, siguen siendo satisfactorios; se predicen el 80% de las dolinas con el 10% de los píxeles de mayor susceptibilidad del modelo.

Por último, se ha transformado el mejor modelo de susceptibilidad generado con dolinas tipo 1 de 2005 con la muestra de dolinas de 2006 y considerando la superficie media de las dolinas (Fig.2). Este nos ofrece información de la probabilidad mínima para un intervalo de tiempo determinado de que cada píxel sea afectado por una dolina o el área de cada clase de susceptibilidad que puede ser afectada por dolinas (probabilidad espacio-temporal).

Los resultados obtenidos indican que los modelos probabilísticos aportan pronósticos razonablemente fiables sobre la distribución espacial de futuras dolinas en el área de estudio. Estos modelos de susceptibilidad y peligrosidad constituyen una herramienta de gran utilidad para la mitigación del riesgo.

Agradecimientos: Agradecemos la información aportada por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y especialmente al hidrogeólogo Eduardo Garrido. Este trabajo ha sido cofinanciado por el Ministerio de Educación y Ciencia y los fondos FEDER (proyecto CGL2004-02892/BTE).

Referencias bibliográficas

- Ortí, F. & Salvany, J.M., (1997). Continental evaporitic sedimentation in the Ebro basin during the Miocene. En: *Sedimentary deposition in Rift and Foreland basins in France and Spain*. Busson, G., Schreiber, B.Ch. Eds. Columbia University Press, New York, 420-439
- Gutiérrez, F., Galve, J.P., Guerrero, J., Lucha, P., Cendrero, A., Remondo, J., Bonachea, J., Gutiérrez, M. & Sánchez, J.A., (2007). The origin, typology, spatial distribution, and detrimental effects of the sinkholes Developer in the alluvial evaporite karst of the Ebro River valley downstream Zaragoza city (NE Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, in press
- Chung, C.F. & Fabbri, A. (1993). The representation of geoscience information for data integration. *Nonrenewable Resources*, 2 (2), 122-139.
- Chung, C.F. & Fabbri, A., (2005). Systematic procedures of landslide hazard mapping for risk assessment using spatial prediction models. En: *Landslide Hazard and Risk* (T.Glade, M.G. Anderson & M.J. Crozier, eds.). New York, John Wiley & Sons, 139-174.
- Remondo, J., González, A., Díaz de Terán, J.R., Cendrero, A., Fabbri, A. & Chung, Ch-J.F., (2003). Validation of landslide susceptibility maps; examples and applications from a case study in Northern Spain. *Natural Hazards*, 30, 437-449.



RELLENO SEDIMENTARIO DE PALEODOLINAS PLEISTOCENAS EN LA CUENCA DEL EBRO (ESPAÑA): EVIDENCIAS DE DEFORMACIÓN SINSSEDIMENTARIA

A. Luzón (1), A. Pérez (1), M.A. Soriano (1) y A. Pocoví (1).

(1) Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009, Zaragoza, España. aluzon@unizar.es

Abstract (Sedimentary filling of Pleistocene paleodolines in the Ebro Basin (NE Spain): evidences of syn-sedimentary deformation): *The study of ancient fluvial deposits in the Ebro Basin shows clear evidences of deformation as tilting and faulting. Moreover, associated to gravel bars and channels corresponding to a braided fluvial system, atypical deposits in such fluvial context, as gravels and sandstones affected by gravitational sedimentary processes, or gravel lobes related to lutite bodies with low width/thickness ratio can be recognized. The sedimentological and structural study of the fluvial deposits reveals that all these features are related to syn-sedimentary deformation as a consequence of the dissolution of the underlying Tertiary evaporites, and the genesis of ancient dolines. The first OSL datings of the terraces of the Ebro river, point out that the age of the studied deformed materials is comprised between $77,753 \pm 7,749$ and $49,876 \pm 5,434$ BP.*

Palabras clave: Cuenca del Ebro, Sistemas fluviales, Deformaciones sinsedimentarias, Paleodolinas.

Key words: Ebro Basin, Fluvial system, Sin-sedimentary deformation, Paleodolines.

En el sector central de la cuenca del Ebro existe un importante desarrollo de procesos kársticos relacionados con la disolución de evaporitas del Terciario y que afectan a los depósitos fluviales cuaternarios suprayacentes. Actualmente, estos procesos, están relacionados con el aporte de agua al subsuelo por las prácticas agrícolas de la zona.

Muchos de los trabajos sobre karst en esta zona, se han centrado en los espesores anómalos que localmente presentan algunas terrazas fluviales, y en la presencia de campos de dolinas actuales desarrolladas sobre los sedimentos cuaternarios (Soriano y Simón, 1995; Benito *et al.*, 2000; Guerrero *et al.*, 2004; Gutiérrez *et al.*, 2005). Estos depósitos presentan con frecuencia evidencias de deformación sinsedimentaria que en muchas ocasiones son la única prueba del desarrollo de colapsos antiguos; a pesar de ello los trabajos realizados hasta la fecha no incluyen estudios sedimentológicos.

En este trabajo se estudian las características sedimentológicas de los depósitos fluviales que afloran en el área comprendida entre los ríos Jalón, Huerva y Ebro, y se combinan con un estudio de carácter estructural. Se han estudiado 40 puntos que se disponen a lo largo de 26 km en las proximidades de Zaragoza. Se trata principalmente de canteras y trincheras abiertas para la construcción de carreteras y vías de tren. Muchas de las canteras se encuentran en las terrazas T3 y T4 del río Ebro (Soriano, 1990), aunque hay también algunos afloramientos en el glacis P4. En todos estos puntos la serie cuaternaria está deformada, si bien para este estudio se han seleccionado dos afloramientos (de orientación E-O) por la calidad de afloramiento, dimensiones y presencia de una cobertera indeformada; ambos se localizan en la terraza T3 del río Ebro.

Para conocer con precisión las características del sistema sedimentario en el que se depositaron estos materiales se ha llevado a cabo un estudio sedimentológico de los mismos aplicando la metodología del análisis de facies (Miall, 1978), y definiendo las diferentes facies y elementos arquitecturales (Miall, 1996). Además, se ha realizado un inventario exhaustivo de diaclasas y fallas (tanto en los materiales Cuaternarios como del sustrato Terciario) que afectan a estos depósitos, con el objeto de determinar su posible relación con eventos de deformación regional. Por otra parte se han recogido 4 muestras, dos de cada uno de los afloramientos seleccionados, para ser datadas por termoluminiscencia. Las dataciones se han realizado en un equipo Risø TL/OSL-DA-10 del Laboratorio de Datación y Radioquímica de la UAM.

El espesor de la secuencia estratigráfica analizada varía entre 10 y 20 metros. Se han identificado facies de gravas y arenas masivas, con estratificación cruzada en surco y planar; o con estratificación inclinada de bajo ángulo. Además se han reconocido arenas con laminación de ripples escalantes asociados con flujos de retroceso, y facies de lutitas anaranjadas y grises con abundantes restos vegetales. Estas facies se agrupan en un total de 7 elementos arquitecturales: Barras de grava (GB), gravas de relleno de canal (CH), lóbulos de grava (GL), gravas desorganizadas y convolucionadas (SG), láminas y canales de arena (SB), arenas masivas con deslizamientos y convoluciones (SGS) y sedimentos de grano fino (FF).

En general, estas facies representan un sistema fluvial entrelazado conglomerático con alta disponibilidad de agua, si bien los depósitos lutíticos, que presentan forma de cubeta (alta relación altura/anchura), y los elementos arquitecturales GL, SG y SGS son depósitos atípicos dentro de este contexto.

Los materiales estudiados en este trabajo aparecen en la parte inferior de la serie sedimentaria aflorante y están afectados por basculamientos y fallas generados durante o inmediatamente después de la sedimentación. La extensión lateral de la zona deformada varía, aproximadamente, de 30 a 100 metros. Dominan las gravas poligénicas que ocasionalmente presentan arenas interestratificadas; ambas litologías muestran evidencias de deformación (elementos arquitecturales SG y SGS). También se reconocen lutitas grises y lóbulos de grava (FF y GL). Los afloramientos seleccionados muestran uno o más focos de máxima deformación que se corresponden con depósitos lutíticos en forma de cubeta; estos han sido interpretados como resultado del relleno de depresiones creadas por deformación y colapso. Todos estos materiales están relacionados lateralmente con facies detríticas groseras sin signos de deformación (GB y CH principalmente). Además, los depósitos deformados están fosilizados por facies fluviales no deformadas.

En relación con las discontinuidades, aparecen mejor o peor definidas dependiendo del tamaño de grano dominante (se observan discontinuidades netas en los cuerpos arenosos y estrechas bandas de cantos fuertemente reorientados en los de gravas). Muchos de los planos de discontinuidad son diaclasas. En los que hay evidencias de desplazamiento no suelen observarse estrías pero en muchos casos la laminación horizontal proporciona claras referencias para diferenciar si el desplazamiento ha sido normal o inverso. Estos desplazamientos son generalmente de escala decimétrica, ocasionalmente métrica, excepto en los márgenes de los depósitos que rellenan las depresiones, donde con frecuencia existen desplazamientos de orden métrico. En la zona próxima a estas depresiones dominan las fallas inversas que están relacionadas con la rotación de los niveles de gravas por colapso; lejos de estas zonas las discontinuidades son más abundantes y perpendiculares a las superficies de estratificación.

El modelo de distribución de las fracturas en los depósitos terciarios y cuaternarios es distinto lo cual indica que el origen de las mismas no se debe a neotectónica regional. Además, la morfología en cubeta de los colapsos y el hecho de que estas formas estén localizadas en zonas muy concretas muestran que los colapsos son resultado de la disolución de los yesos terciarios infrayacentes.

Se han interpretado varios episodios en la evolución del karst. En un primer momento, y debido a la disolución de las evaporitas infrayacentes y el desarrollo de colapsos afectando a los sedimentos cuaternarios, se generaron dolinas en el entorno fluvial. Asimismo, como consecuencia de este proceso se generaron fracturas afectando a las facies fluviales previamente depositadas, y los estratos de gravas fueron basculados hacia las depresiones creadas. En un primer momento, y

como resultado del colapso, éstas se rellenaron con gravas desorganizadas si bien con posterioridad, y en relación con avenidas del sistema fluvial, o con variaciones del nivel freático, las dolinas fueron a menudo inundadas y se generaron zonas palustres (tipo backswamp). Estas zonas fueron progresivamente rellenadas por depósitos lutíticos y lóbulos de grava en relación con los episodios de desbordamiento de las zonas canalizadas; el relleno es multiepisódico reflejando la existencia de varios episodios de subsidencia. Finalmente los depósitos de gravas fluviales no deformadas que recubren a los depósitos preexistentes marcan el fin del proceso.

Las dataciones OSL realizadas, las primeras en terrazas del río Ebro, indican que la edad de los materiales con deformaciones está comprendida entre 77.753 ± 7.749 y 49.876 ± 5.434 BP, de manera que los procesos kársticos aquí tratados tuvieron lugar durante el Pleistoceno superior, un periodo en el que el aporte de agua no estuvo en relación con la actividad humana. En este sentido el desarrollo de dolinas durante esta época puede reflejar un episodio de mayor humedad en el Pleistoceno, si bien sólo un estudio más detallado del resto de las terrazas fluviales permitirá confirmar o desmentir esta hipótesis.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido subvencionado por el Gobierno de Aragón: Proyecto REDES y Grupo consolidado de Análisis de Cuencas Sedimentarias Continentales.

Referencias bibliográficas

- Benito, G., Gutiérrez, F., Pérez-González, A. & Machado, M.J. (2000). Geomorphological and sedimentological features in Quaternary fluvial systems affected by solution-induced subsidence (Ebro basin, NE-Spain). *Geomorphology*, 33, 209-224.
- Guerrero, J., Gutiérrez, F. & Lucha, P. (2004). Paleosubsidence and active subsidence due to evaporite dissolution in the Zaragoza area (Huerva River valley, NE Spain): processes, spatial distribution and protection measures for transport routes. *Engineering Geology*, 72, 309-329.
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., Marín, C., Maldonado, C. & Younger, P.L. (2005). Subsidence hazard avoidance based on geomorphological mapping in the Ebro river valley mantled evaporite karst terrain (NE Spain). *Environmental Geology*, 48, 370-383.
- Miall, A.D. (1978). *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists. Mem. 5, Calgary, Alberta, Canada. 857 pp.
- Miall, A.D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin analysis, and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. 582 pp.
- Soriano, M.A. (1990). *Geomorfología del sector centro-meridional de la Depresión del Ebro*. Institución Fernando el Católico. Diputación Provincial de Zaragoza. Zaragoza. (España), 269 pp.
- Soriano, M.A. & Simón, J.L. (1995). Alluvial dolines in the central Ebro Basin, Spain: a spatial and developmental hazard analysis. *Geomorphology*, 11, 295-309.



LA DIAGÉNESIS EN LOS ESPELEOTEMAS DE LA CUEVA DE CASTAÑAR DE IBOR (CÁCERES): UN EJEMPLO RECIENTE DE DIAGÉNESIS SUBAÉREA.

R. Martín-García (1), A.M. Alonso-Zarza (1) y A. Martín-Pérez (1)

(1) Dpto. Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas. UCM. IGE-CSIC. 28040, Madrid.
 rmartingarcia@geo.ucm.es; alonsoza@geo.ucm.es; andreamartin@geo.ucm.es.

Abstract (Speleothem diagenesis in Castañar de Ibor Cave (Cáceres): an example of recent subaerial diagenesis): The Castañar de Ibor Cave comprises a wide variety of speleothems which are undergoing recent diagenetic processes. Dissolution, micritization, inversion, cementation and dolomitization are the main ones. These processes are occurring now and in recent times and their study is a good model to understand ancient diagenetic processes in meteoric environments. The vadose waters are rich in Mg because of the dissolution of Precambrian dolostones, favoring so the formation of aragonite and dolomitization. Changes in the water composition of the vadose fluids caused by possible variations in the climatic regime could control the diagenetic path.

Palabras clave: espeleotemas, diagénesis, karst, dolomitización.

Key words: speleothems, diagenesis, karst, dolomitization.

Una parte importante de los problemas que surgen al estudiar el registro sedimentario, se debe a que muchos de los rasgos iniciales se han perdido por la intervención de distintos procesos diagénéticos. El estudio de estos procesos es difícil, en algunos casos, pues sólo excepcionalmente se puede ver como estos procesos están ocurriendo en la actualidad, o se han producido en periodos relativamente recientes. Si bien son muy numerosos los trabajos que abordan el estudio de distintos procesos diagénéticos en ambientes marinos recientes, son más escasos los que se centran en ambientes continentales y más específicamente en la diagénesis meteórica. Los dos productos por excelencia de la diágenesis meteórica: karst y calcretas, son materiales muy favorables para analizar como se producen en la actualidad o en tiempos cercanos procesos como: inversión A-C, disolución, micritización, cementación y dolomitización entre otros.

La Cueva de Castañar en Cáceres, constituye por el momento un ejemplo casi único, pues en ella se puede observar como todos estos procesos están modificando la textura y composición inicial de los espeleotemas. En la Cueva de Castañar, los espeleotemas iniciales son tanto de aragonito, como de calcita. Presentan una amplia variedad morfológica desde fibrosos muy finos de aragonito a grandes coladas de calcita (Alonso-Zarza *et al.*, 2005). Los procesos de inversión son los únicos exclusivos del aragonito, todos los demás afectan tanto a aragonito, como a calcita, aunque son más fácilmente apreciables en el primero. También se reconocen otros procesos que afectan a génesis y transformaciones de silicatos, pero quedan fuera de los objetivos de este trabajo. Los rasgos característicos de los procesos de diagénesis de carbonatos son los que describimos a continuación.

Disolución: la disolución es el proceso más extendido, se puede encontrar en cualquier tipo de espeleotema pero los más afectados son las varillas y banderas, en los demás tipos se produce en menor

medida. La disolución es apreciable a simple vista, ya que se forman descamaciones y poros de tamaños variados desde mm a dm. La disolución se produce por entrada de aguas subsaturadas que pueden arrastrar arcillas, por ello los espeleotemas disueltos presentan, a veces, tonos rojizos. Al microscopio se ve que la disolución avanza a favor de las uniones intercristalinas, provocando la disgregación de los cristales y continúa por las líneas de crecimiento, creando así cristales más pequeños a partir de los grandes.

Micritización: la micritización es un proceso complejo que afecta a las dos mineralogías dominantes y a cualquier tipo de espeleotema. A simple vista la micritización se puede apreciar porque los espeleotemas muestran una envuelta pulverulenta y mate que contrasta con la superficie lisa y brillante de los que no están afectados por este proceso. Haciendo un corte transversal a las muestras, estas presentan líneas blancas que se van repitiendo, estas líneas representan diferentes momentos de micritización anteriores al actual. Es remarcable el hecho de que los espeleotemas micritizados son los que están en proceso de disolución. Al microscopio estas capas pulverulentas están formadas por cristales desordenados y sueltos, con mucha porosidad asociada. En detalle están formadas por una masa de cristales de tamaño de micras. En las zonas donde los cristales no están micritizados del todo se ve que la micritización, al igual que la disolución, comienza por las uniones intercristalinas y continúa por las líneas de crecimiento, esto, la gran porosidad y la ausencia de estructuras biogénicas asociadas, hacen pensar en un origen inorgánico de la micritización muy relacionado con la disolución.

Inversión: la inversión afecta a algunos espeleotemas que son inicialmente de aragonito, que se transforma en calcita, este proceso de neomorfismo está propiciado por la mayor solubilidad del aragonito frente a la calcita en condiciones de temperatura y presión de la superficie (Maliva *et al.*,

2000). La inversión, por tanto, viene propiciada por la disolución, que es fundamental en la conversión a calcita en los carbonatos de agua dulce (Morse y Mackenzie, 1990). A simple vista no es visible, pero en el microscopio se puede ver que el hábito fibroso original del aragonito se conserva en muchos casos como relictos en los cristales de calcita neomórfica. Esta calcita forma mosaicos equidimensionales en los que se adivina la disposición de las láminas iniciales formadas por cristales fibrosos de aragonito.

Cementación: la cementación que se puede observar es siempre de calcita, y su origen es de diversos tipos. El primer tipo que encontramos es en los poros de disolución y en el canal central, este cemento es un mosaico equidimensional de cristales euhedrales. Otro tipo de cemento es el que se forma a la vez que el proceso de inversión, las aguas no solo transforman el aragonito en calcita, también precipitan cementos en la porosidad inicial que existe entre las fibras de aragonito, de forma que al final lo que se obtiene es un cristal de calcita con relictos de aragonito, sobre el que puede precipitar cemento sintaxial de calcita, todo en continuidad óptica.

Dolomitización: fundamentalmente afecta a los espeleotemas de aragonito. La dolomita se reconoce en la cueva formando finos recubrimientos mates que engrosan los cristales aciculares de aragonito o formando parte de "costras" que se encuentran en el suelo de la cavidad. Así mismo, se ha identificado dolomita formando parte de depósitos de "moon-milk" junto otros minerales, principalmente a la huntita. Petrográficamente la dolomita presenta morfologías esféricas y en mancuerna. Dichos esferoides presentan un bandeo concéntrico que refleja variaciones en los contenidos de Ca y Mg y a menudo una estructura fibrosorradiada. Pueden presentarse aislados entre el aragonito, recubriéndolo o formando mosaicos que llegan a reemplazarlo. Aunque en algunos casos no se observan signos de un mineral precursor, pudiendo tratarse de una dolomita primaria, en general se trata de un proceso de reemplazamiento, bien de aragonito, bien de huntita.

Discusión

Todos estos procesos están condicionados por la composición química de las aguas vadasas, que reflejan la composición del sustrato de la cueva, esencialmente el hecho de que la cueva esté encajada en carbonatos dolomíticos (dolomías y magnesitas) intercaladas entre la sucesión siliciclástica del Grupo Ibor. Las aguas en la Cueva de Castañar de Ibor hoy en día se encuentran saturadas en calcita y ligeramente subsaturadas en aragonito (Sánchez-Moral *et al.*, 2006), esto favorece la disolución del aragonito, que disgrega los cristales grandes en cristales más pequeños, que, al estar en contacto con este agua se transforman en calcita. Las diferentes capas dentro de los espeleotemas nos indican épocas de disolución y épocas de precipitación o cementación. Estas diferencias están relacionadas con la diferente composición de las aguas a lo largo del tiempo. Creemos que los procesos de disolución se podrían producir en etapas de mayor pluviosidad que favorecerían aguas subsaturadas. Los momentos en los que la precipitación primaria y la cementación tuvieron lugar serían, entonces, etapas de mayor aridez con aguas más saturadas. Sin embargo es necesario llevar a

cabo más estudios para contrastar estas ideas. La dolomitización está condicionada por la relación Mg/Ca de las aguas. Así, pueden formarse carbonatos magnésicos siguiendo la siguiente secuencia de precipitación (Maltsev, en Self y Hill, 2003): calcita, calcita rica en magnesio, aragonito, huntita e hidromagnesita. A medida que se produce pérdida de CO₂ y evaporación (Hill y Forti, 1986) y se forman las distintas fases minerales, la relación Mg/Ca se incrementa progresivamente en las aguas residuales, llegando a producirse la saturación necesaria para que precipiten minerales magnésicos. En nuestro caso, la dolomitización tiene que ver con este enriquecimiento progresivo en Mg, pero también con las posibles transformaciones en dolomita de minerales metaestables como el aragonito o la huntita.

Como síntesis señalaremos que el hecho de que las cuevas sean sistemas abiertos y cercanos hace que el estudio de sus espeleotemas y de los procesos diagénéticos que estos han sufrido pueden acercarnos más mejor conocimiento de algunos de los procesos diagénéticos que más han dejado su impronta en el registro geológico. En algunos casos, como es la formación de dolomita en cuevas nos permite caracterizar, al menos por el momento, un caso prácticamente único de formación de dolomita reciente en ambientes óxicos y no sulfatados. La inversión aragonito-calcita, también es un proceso ampliamente conocido, pero escasamente analizado en ambientes meteóricos. El estudio de todos estos procesos es importante pues a ellos se debe la génesis y cierre de la porosidad en estos sistemas kársticos, pero además varían el aspecto de los espeleotemas por lo que su conocimiento puede dar las pautas que indiquen como conservar mejor algunos monumentos naturales y específicamente la Cueva de Castañar. Si además tenemos en cuenta el alto valor de los espeleotemas y de su registro geoquímico, como indicadores paleoclimáticos, hemos de señalar que solo el conocimiento claro de estos procesos genéticos y diagénéticos permitirá contrastar adecuadamente los datos obtenidos.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por la Junta de Extremadura a través del convenio con la UCM nº 411/2005 y por el Proyecto del MEC CGL2005-05953-C02-02. Agradecemos a I. Gil, E. Martínez y P. Muñoz sus discusiones sobre el origen de la cueva.

Referencias bibliográficas

- Alonso Zarza, A.M., Gil Peña, I., Martínez Flores, E. & Muñoz Barco, P. (2005). La cueva de Castañar. En: *Patrimonio geológico de Extremadura: geodiversidad y lugares de interés geológico* (P. Muñoz & E. Martínez, ed.) Junta de Extremadura, 98-111.
- Hill, C.A. & Forti, P. (1986). *Cave minerals of the World*. National Speleological Society, Huntsville, AL., 238 pp.
- Maliva, R. G., Missimer, T. M. & Dickson, J. A. D. (2000). Skeletal aragonite neomorphism in Plio-Pleistocene sandy limestones and sandstones, Hollywood, Florida, USA. *Sedimentary Geology*, 136 (1-2), 147-154.
- Morse, J. W. & Mackenzie, F. T. (1990). *Geochemistry of sedimentary carbonates*. Ed. Elsevier, Amsterdam, 707 pp.
- Sánchez-Moral, S., Cuezva, S., Lario, J. & Taborda-Duarte, M. (2006). Hydrochemistry of karstic waters in a low-energy cave (Castañar de Ibor, Spain). En: *Karst, cambio climático y aguas subterráneas*. (J.J. Durán, B. Andreo & F. Carrasco, eds.). IGME, Madrid (España), 339-347.
- Self, C.A. & Hill, C.A. (2003). How speleothems grow: an introduction to the ontogeny of cave minerals. *Journal of Cave and Karst Studies*, 65 (2): 130-151.



LA FAUNA DE VERTEBRADOS DEL DOLMEN DE ERREKATXUETAKO ATXA (HOLOCENO) (ZEANURI, BIZKAIA)

X. Murelaga (1), S. Bailon (2), P. Castaños (3); J. C. López Quintana (4); A. Guenaga Lizasu (4), X. Saez de Lafuente (1) y H. Zubeldia (1).

- (1) Universidad del País Vasco/EHU, Facultad de Ciencia y Tecnología, Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Apartado 644, E-48080 Bilbao. xabier.murelaga@ehu.es
- (2) Laboratoire départemental de Préhistoire du Lazaret. Département de Préhistoire du M.N.H.N. 33 bis Bd Franck Pilatte, 06300 Nice, France. sbailon@lazaret.unice.fr
- (3) I.E.S. "Juan Antonio Zunzunegui" Doctor José Zaldúa, 20; 48920 Portugalete. pedrocastanos@yahoo.es
- (4) AGIRI Arkeologia Kultura Elkarte, 208 Postakutxa 48300 Gernika-Lumo arkeoagiri@hotmail.com

Abstract (Vertebrates from the Dolmen of Errekatxuetako Atxa (Holocene) (Zeanuri, Bizkaia): During the excavation of the Dolmen of Errekatxuetako Atxa in 2006 several vertebrate remains were found. Mammals are represented in the site by one lagomorph, six rodents, three insectivores, three artiodactyls, two carnivores and one primate, the reptilians by one saurian and one ophidian and the amphibians by one urodele and three anuran. The amphibians and reptiles are the most abundant microvertebrate which is not usual in other Holocene archeological and Paleontological sites of the Cantabrian Basin. This could result from the presence of a wetland near the studied site. The vertebrate assemblage indicates a humid temperate climate quite similar to that occurring in the area at present day.

Palabras clave: Vertebrados, Holoceno, Dolmen, Cornisa Cantábrica, Parque Natural de Gorbeia.

Key words: Vertebrates, Holocene, Dolmen, Cantabrian Basin, Gorbeia Natural Park.

En esta comunicación se presentan los resultados del estudio preliminar de los restos de fauna de vertebrados encontrados en el interior del dolmen de Errekatxuetako Atxa. Este yacimiento fue descubierto en 1924 por J. M. Rotaeché y E. Eguren, quienes el mismo año realizaron una campaña de excavación. La memoria de estos trabajos no fue publicada y sólo se dispone de algunos datos sumarios referentes al material arqueológico recuperado en la intervención de 1924. En 1973, J.M. Apellániz publica la siguiente serie de materiales arqueológicos: *1 cuenta de amatista, varias cuentas discoideas (?) de material no precisado, varias cuentas discoideas de hueso, fragmentos de defensas de jabalí y restos humanos* (Apellániz, 1973).

Durante los meses de agosto y septiembre de 2006 se ha iniciado una segunda fase de excavación arqueológica, planteada como revisión estratigráfica y estudio pluridisciplinar del dolmen. El objetivo final es la conservación y la puesta en valor del monumento megalítico dentro del Parque Natural de Gorbeia. La intervención ha sido dirigida por el arqueólogo J.C. López Quintana y financiada por el Servicio de Conservación y Espacios Naturales Protegidos de la Diputación Foral de Bizkaia y por Obra Social La Caixa.

El substrato y la litología caliza del dolmen han favorecido la conservación de restos óseos, algo excepcional en el megalitismo vizcaíno. Es especialmente interesante la colección recuperada de restos humanos, en fase de estudio por F. Etxeberria, y entre los cuales las piezas dentarias se acercan al millar. Por otra parte, son también abundantes los restos de fauna objeto del presente trabajo.

El dolmen de Errekatxuetako Atxa se localiza a 915 metros de altitud (aprox.), sobre una pequeña cresta caliza situada en el collado de Arimekorta, adyacente a la pista que va de Ubidea al pico Aldamin. Este yacimiento se encuentra ubicado dentro del término municipal de Zeanuri en el interior del Parque Natural del Gorbeia (Bizkaia). Las coordenadas UTM del megalito, tomadas con GPS con un margen de error de 3,4 m, son: X: 519.450 y Y: 4.766.261

El dolmen de Errekatxuetako Atxa dispone de una estructura tumular de planta circular (acaso ligeramente ovalada), compuesta por bloques calizos y tierra, y con presencia marginal de bloques de arenisca. La depresión central, de 1,20 m de profundidad, corresponde al vaciado de la cámara sepulcral tras la intervención de 1924, y ha sido rellenada durante nuestra actuación de 2006 con el objeto de garantizar la estabilidad del monumento. Las dimensiones del túmulo, construido sobre una elevación natural, son de 15 m en su diámetro N-S y de 16 m en su diámetro E-W, con una altura de 1,20 m. Conserva dos losas calizas de gran tamaño pertenecientes a la cámara funeraria: una en posición vertical, orientada a 120° E-SE, de 2,60 x 1,15 x 0,25 m; la otra, tumbada en posición perpendicular a la primera, de 1,75 x 0,98 x 0,34 m.

La excavación arqueológica del dolmen de Errekatxuetako Atxa muestra un relleno estratigráfico con profundas alteraciones que afectan fundamentalmente a la cámara funeraria y al tramo radial del túmulo más próximo a la cámara. Entre estas afecciones conocemos con relativa precisión la intervención arqueológica de Eguren y Rotaetxe de 1924, aunque existen indicios de otras remodelaciones (zonas del túmulo con pérdidas de volúmenes...), posiblemente anteriores y relacionadas con

buscadores de tesoros, etc. Estas alteraciones del yacimiento han afectado a la mayor parte de su depósito arqueológico cameral. Sin embargo, se han individualizado algunas zonas del tramo inferior de la cámara no afectadas por la intervención de inicios del siglo XX. Aun así, y teniendo en cuenta que el uso funerario del dolmen parece ceñirse al episodio campaniforme, el contenido arqueológico del dolmen puede considerarse como una unidad. Como marco de referencia cronológica, en el País Vasco el proceso campaniforme se inicia hacia el 4150 y está en vigor hasta el 3650, en años antes del presente sin calibrar (Alday, 1996).

La metodología empleada en la identificación de estos restos así como en la estimación de edad, sexo y otros extremos arqueozoológicos es la común en este tipo de trabajos. El material de microfauna se ha obtenido del cribado en seco del sedimento con un tamiz de 2 mm de luz de malla.

La acumulación de los macromamíferos es muy posible que tenga un origen antrópico. Los restos de macromamíferos se encuentran en mal estado de conservación, lo cual ha dificultado su estudio, no pudiendo realizar en la mayoría de los casos una determinación taxonómica precisa.

Desde un punto de vista tafonómico, los microvertebrados están mejor conservados que los macrovertebrados, como queda reflejado en el alto porcentaje de piezas identificables (70%). Del material identificado el 42.6% esta compuesto por restos de anfibios y reptiles, mientras que el 27.4% restante por micromamíferos. Entre los restos de mamíferos la alta proporción de mandíbulas y maxilares y la baja proporción de molares e incisivos sueltos junto a la buena preservación de los elementos anatómicos, parecen indicar que los restos no han sufrido transporte o que este ha sido muy pequeño (Andrews, 1990). En cuanto a los anfibios, solo han sido estudiados los huesos largos atribuidos a *Rana temporaria* (ilion, tibia-fíbula, fémur y húmero). La fragmentación de estos elementos es elevada (= 75%) mientras que el porcentaje de huesos digeridos es menor (= 17%). En este aspecto se puede apreciar la presencia de huesos que conservan el cartílago distal junto con otros que muestran una importante pérdida de material óseo fruto de una fuerte digestión. La elevada fragmentación junto al aspecto heterogéneo de la digestión puede encontrarse con mayor probabilidad en las acumulaciones producidas por un pequeño carnívoro (Pinto-Llona y Andrews, 1999). De todas maneras, en asociaciones actuales, altas proporciones de anfibios y reptiles también se suelen encontrar en nidos del Carabo común (*Strix aluco*) (Andrews, 1990).

En el entorno del yacimiento se localiza un pequeño humedal, en los márgenes del arroyo de Errekatxueta, del que podría provenir la mayoría de los microvertebrados hallados. Tampoco hay que olvidar la cercanía del gran humedal de Saldropo, a menos de 2 km de distancia. Por esta razón no podemos utilizar la alta proporción de reptiles y anfibios para intentar reconocer al agente productor de la tanatocenosis ya que puede imperar la riqueza

en estos organismos a la apetencia trófica del depredador.

La fauna de vertebrados recuperada está compuesta por mamíferos, anfibios y reptiles.

Los reptiles están representados por las especies *Anguis fragilis* (Sauria, Fam. Anguidae) y *Vipera cf. seoani* (Serpentes, Familia Viperidae) y los anfibios por el Urodelo *Salamandra salamandra* (Familia Salamandridae) y los anuros *Alytes obstetricans* (Familia Discoglossidae), *Bufo Bufo* (Familia Bufonidae) y *Rana temporaria* (Familia Ranidae).

Los Mamíferos están representados mediante cinco órdenes (Rodentia, Insectívora, Lagomorpha, Artiodactyla y Carnívora), diez familias (Muridae, Arvicolidae, Soricidae, Talpidae, Cervidae, Suidae, Bovidae, Canidae, Leporidae y Hominidae) y 16 especies (*Apodemus sylvaticus-flavicolis*, *Clethrionomys glareolus*, *Chionomys nivalis*, *Terricola sp.*, *Arvicola sapidus*, *Microtus agrestis-arvalis*, *Crocivura russula*, *Sorex grupo arenaus-articus*, *Talpa sp.*, *Ovis sp-Capra sp.* *Sus sp.*, *Bos sp.*, *Canis sp.*, *Vulpes vulpes*, cf. *Oryctolagus sp* y *Homo sapiens*).

La fauna conservada en este yacimiento nos indica que el ambiente debió de ser muy similar al actual con temperaturas templadas, con una humedad alta y con una cierta cobertera vegetal (esencialmente bosques caducifolios) aunque con insolación suficiente.

La presencia conjunta de la fauna de reptiles y anfibios presente en este yacimiento refleja que la acumulación debió producirse entre los meses de mayo y octubre, periodo durante el cual este cortejo es activo. La abundancia de anfibios y la presencia de *Arvicola sapidus* es una prueba indirecta de que el humedal de Saldropo estaba activo hace 4500-4000 BP.

Agradecimientos: Servicio de Conservación y Espacios Naturales Protegidos de la Diputación Foral de Bizkaia y Obra Social La Caixa, los proyectos CGL2004-02987 del Ministerio de Educación y Ciencia y Unesco 05/01 y EHU06/84 (de la Universidad del País Vasco).

Referencias bibliográficas

- Alday, A. (1996). El entramado campaniforme en el País Vasco. Los datos y el desarrollo del proceso histórico. Anejos de Veleia, *Series Mayor*, 9. UPV-EHU. Vitoria-Gasteiz.
- Apellániz, J. M. (1973). Corpus de materiales de las culturas prehistóricas con cerámica de la población de cavernas del País Vasco Meridional. *Munibe Supl.* 1, 1-366.
- Andrews, P. J. (1990). *Owls, Caves and Fossils*. Natural History Museum Publications, London. 231 pp.
- Andrews, P. J. & Evans, E. M. N. (1983): Small mammal bone accumulations produced by mammalian carnivores. *Paleobiology*, 9 (3), 289-307.
- Pinto-Llona A.C. & Andrews P.J. (1999). Amphibian taphonomy and its implication to the fossil record of Dolina (middle Pleistocene, Atapuerca, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149, 411-429.



PAISAJES KÁRSTICOS DE LA REGIÓN CENTRAL DE LA ISLA DE EUBEA (GRECIA)

J. L. Peña (1), M. de Dapper (2), A. Constante (1), B. de Vliegheer (2) y K. Pavlopoulos (3)

(1) Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza. 50009-Zaragoza. jlpena@unizar.es
anaconst@unizar.es

(2) Dept. of Geography. Ghent University. Krijgslaan, 281 (S8). B-9000-Gent, Bélgica. morgan.dedapper@UGent.be
beata.devliegheer@rug.ac.be

(3) Dept. of Geography. Harokopio University. 70 El. Benizelou St. 17671-Athenas, Grecia. kpavlop@hua.gr

Abstract (Karst landscape in the central region of the island of Euboia (Greece)): It have been analyzed the Dystos karst landscape in the island of Euboia (Greece). The objectives of research have been karst landforms spatial analysis, producing geomorphological maps, to establish the spatial delimitation of palaeopoljes, and their temporal evolution. We have studied on the evolution of Dystos poljes the effects of geological structure and climate influence. To do this analysis, poljes have been grouped in eleven units separated accordingly topographic criteria. The sequence of flattening and incision processes could be related with climate evolution and also tectonic activity during the Quaternary. Finally, we compared the results with similar landforms from Iberian Peninsula and other areas of Mediterranean Basin.

Palabras clave: karst, paleopolje, cartografía, Cuaternario.

Key words: karst, palaeopolje, cartography, Quaternary.

La isla de Eubea (Grecia) se localiza en el Mediterráneo oriental, al Sur de la región de Tesalia y al Este de la península del Ática, de la que queda separada por un estrecho paso del mar Egeo (Fig.1)



Fig.1. Mapa de situación.

Se trata de una isla muy montañosa (con alturas superiores a 1700 m) en cuyo interior se localizan grandes cuencas kársticas aprovechando la materiales carbonatados. Destaca la de Dystos, en el sector central de la isla, sector donde las alturas máximas oscilan entre los 300 y los 600 m.s.n.m., y corresponden a las cumbres de los macizos kársticos que limitan los poljes. La apariencia montañosa de la región viene dada por el gran encajamiento de la red fluvial, así como por el abrupto contacto con el mar. La costa está muy

recortada, con numerosos entrantes, entre los que destaca la Bahía de Almyropótamos.

Desde el punto de vista geológico, la región de Dystos puede dividirse en dos sectores, que pertenecen a dos unidades tectónicas diferentes (Andronopoulos, 1991):

La parte occidental corresponde a la Unidad Autóctona de Almyropótamos-Ática.

El sector oriental de la isla forma parte del Manto Tectónico Neohelénico, que cabalga sobre el Autóctono de Almyropótamos-Ática siguiendo una línea NNE-SSE.

Estructuralmente, el accidente más importante corresponde a la línea de cabalgamiento del Manto Neohelénico, que se alarga de Norte a Sur por la parte central de este sector de la isla.

El objetivo del trabajo ha sido la elaboración de una cartografía geomorfológica centrada en las formas kársticas de la región de Dystos. Se ha utilizado fotografías aéreas a escala 1:40.000 del año 1988 y se ha dispuesto de cartografía topográfica y geológica a escala 1:50.000. Algo más al norte existían algunos antecedentes (Papadopoulos-Vrynioti y Kirdis, 1998) de trabajos sobre karstificación en la isla de Eubea.

Uno de los temas de interés del trabajo ha sido la definición de los límites de los paleopoljes de esta región y el establecimiento de sus características evolutivas y morfológicas, así como establecer las relaciones entre estas depresiones con el complejo dispositivo estructural de la isla (Fig.2). La posibilidad de comparar estos poljes con otros estudiados en la Península Ibérica y en otros puntos del Mediterráneo, permitía comprobar la influencia de

factores idénticos en su evolución, si bien existen algunas diferencias de detalle en su desarrollo. Los poljes han sido organizados para su análisis en once unidades separadas por relieves montañosos que asimismo presentan superficies somitales afectadas por la karstificación.

Tanto la influencia lito-estructural como la evolución paleoclimática cuaternaria han condicionado el desarrollo de los procesos kársticos.

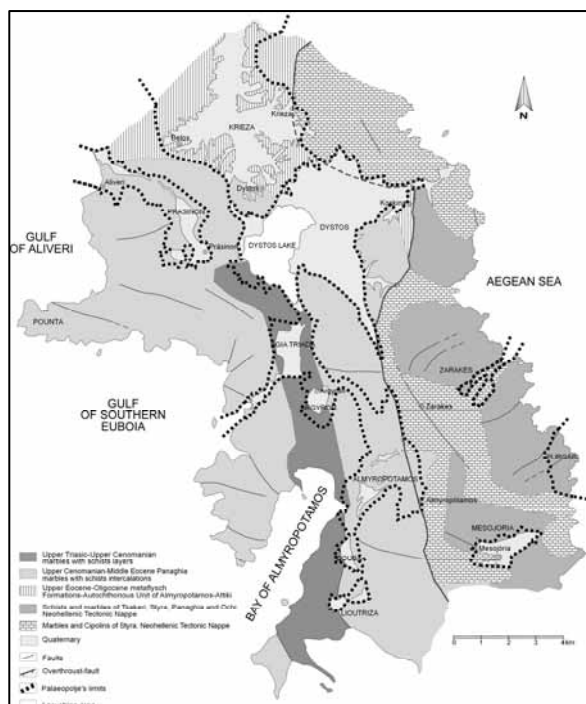


Fig.2. Situación del sistema de poljes y relación con la estructura geológica.

Las superficies de aplanamiento de las áreas kársticas somitales que afectan a las formaciones marmóreas comenzaron a generarse seguramente con anterioridad al Cuaternario, como señalan Dufaure (1985) y Bonnefont (1985) en otros ámbitos griegos. Tras la generación de los poljes, seguramente por causa tectónica, se modela su interior durante el Cuaternario y se genera la división de las unidades diferenciadas. Los elementos más significativos de los poljes están en la presencia de superficies de aplanamiento internas y conos rocosos. Ambos se han generado como procesos de karst cubierto con gran influencia de los procesos bioquímicos (Fabre y Nicod, 1982; Nicod, 1985). La historia del funcionamiento del polje está registrada en estos aplanamientos laterales, aunque su

asignación cronológica es difícil de establecer por las dificultades de datación.

Los procesos de aplanamiento y su alternancia con etapas de incisión puede ser interpretada como consecuencia de la sucesión de fases climáticas contrastadas favorables en algunos casos a la disolución de tipo lateral (etapas húmedas) y en otros a la concentración del drenaje de forma simultánea con la incisión de la red fluvial (etapas más secas), como las señaladas en el karst dinárico y en algunos trabajos de la Cordillera Ibérica española (Peña *et al*, 1977, Gutiérrez *et al*, 1982; Lozano, 1988). Cabe señalar que las reactivaciones neotectónicas producidas durante el Cuaternario han podido jugar un papel importante en los procesos de incisión, ya que la isla de Eubea forma parte de unidades geológicas todavía afectadas por una intensa actividad sísmica y fallas activas.

Agradecimientos: Agradecemos la ayuda económica de la Caja de Ahorros de la Inmaculada (Programa Europa XXI). Este trabajo se ha realizado dentro del Grupo de Investigación Paleoambientes del Cuaternario del Gobierno de Aragón.

Referencias bibliográficas

- Andronopoulos, G. (1991). Geological map of Greece 1:50.000, Aliveri shet. IGME, Atenas.
- Bonnefont, J.C. (1985). Observations sur els cônes rocheux de l'île de Crète. In *Cônes Rocheux, Mémoires. et Documents de Géographie*, CNRS. Paris., 53-65.
- Dufaure, J. J. (1985). Plans, pédiments et cônes rocheux calcaires du Péloponnèse (Grèce). *Mémoires et documents de Géographie*, C.N.R.S., Paris, 73-99.
- Fabre, G. & Nicod, J. (1982). Modalités et rôle de la corrosion crypto-karstique dans les karsts méditerranéens et tropicaux. *Z. Geomorph. N. F.*, 26 (2), 209-224.
- Gutiérrez, M. Peña, J. L. & Simón J. L. (1982). El polje de Vistabella del Maestrazgo (Provincia de Castellón). *Reunión monográfica sobre el karst-Larra* 82, 95-104.
- Lozano, M. V. (1988). Los poljes de la región de Mosqueruela (Serranías de Gúdar-Maestrazgo, provincia de Teruel). *Cuaternario y Geomorfología*, 2, 57-66.
- Nicod, J. (1985). Les cônes rocheux en Provence et dans quelques régions de comparaison. Rapports avec les surfaces de corrosion des poljes. In *Cônes Rocheux, Mémoires et Documents de Géographie*, 107-117. CNRS. Paris.
- Papadopoulos-Vrynioti, K. & Kirdis, S. (1998). Typical dinaric karst in Central Euboea. *Bull. Geogr. Soc. Greece*, 218-222. Atenas.
- Peña, J.L., Jiménez, A & Echeverría, M.T. (1989). Geomorphological cartography and evolutionary aspects of the Sierra de Albarracín poljes (Eastern Iberian Ranges, Teruel, Spain). *Geografía Física y Dinámica Cuaternaria*, 12, 51-57.



PROSPECCIÓN GEOFÍSICA Y GEOMECÁNICA DE LA RIBERA DE BIESCAS (PIRINEOS CENTRALES): ESTRUCTURA DEL RELLENO SEDIMENTARIO DEL FONDO DEL VALLE GLACIAR

V. Turu (1), J.L. Peña-Monné (2), X. Ros (3), C. Martí-Bono (4) y A. Constante-Orrios (2)

- (1) Igeotest SL (Fundació Marcel Chevalier), Av. Príncep Benlloch 66-72, Dptx 407, AD005-Andorra. igeofundacio@andorra.ad
 (2) Dpto de Geografía, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009-Zaragoza. jlpeña@unizar.es
 (3) Geo3 SL, Av. Príncep Benlloch 66-72, Dptx 406, AD005-Andorra. geo3@andorra.ad.
 (4) Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Avda. Montañana, 1005, 50080-Zaragoza. carlos@ipe.csic.es

Abstract (Geophysic and geomechanical survey of the Biescas glaciated valley, Central Southern Pyrenees, sedimentary infill structure): The large glaciated valleys of the Iberian Peninsula are located in the southern part of the Pyrenean-cantabric range, mostly in northern part of the Ebro basin. A common geomorphological feature in these glaciated valleys is the existence of glacial overdeepened basins in their medium and lower sections. Three geoelectrical units can be recognized in all the studied basins by Bordonau (1992) and Turu et al. (2007). Vertical Electrical resistivity Soundings were done and have been complemented by seismic soundings and geotechnical tests. The geomechanical data show us the existence of consolidated layers in the intermediate unit. Taking into account these new data, the intermediate unit is considered to be of glacial origin, and not the result of a glaciolacustrine infilling as it has been attributed until now.

Palabras clave: Valles de sobreexcavación glaciar, Pirineos centrales, unidad geoelectrica intermedia, consolidación glaciar.

Key words: Glacial overdeepening valleys, Central southern Pyrenees, intermediate geoelectrical unit, glacial consolidation.

Las prospecciones geofísicas realizadas en los grandes valles glaciares de la vertiente surpirenaica y también surcantábrica han mostrado la existencia de cubetas de sobreexcavación modeladas por el hielo, que se rellenaron de sedimentos de origen glaciar, lacustre y fluvial (Turu et al., en prensa).

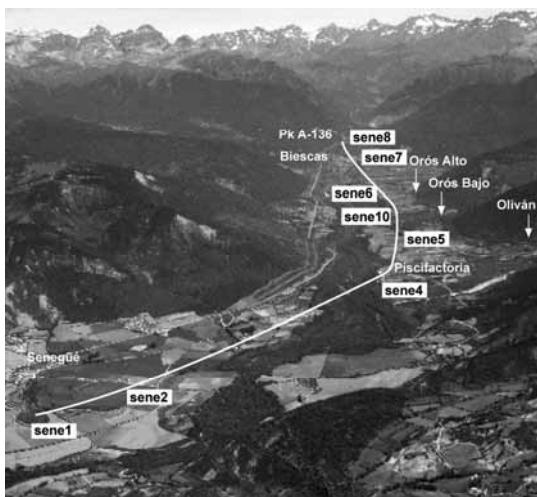


Fig. 1. Situación de los trabajos de prospección geofísica realizados en el centro del valle glaciar del Gállego al norte de la morrena terminal de Senegüé.

Para investigar la posibilidad de la existencia de una cubeta de sobreexcavación del glaciar del Gállego en la Ribera de Biescas, se realizaron sondeos sísmicos y eléctricos desde los afloramientos rocosos al norte de Biescas hasta la morrena de Senegüé. La prospección geofísica se completó con sondeos a penetración dinámica continua en Senegüé y Orós Bajo, dado que la prospección geofísica en estos sectores permitía múltiples

interpretaciones respecto a la ubicación del substrato rocoso.

Los resultados del sondeo a penetración realizado en Senegüé (Fig. 1, sene 2) fue determinante para ubicar la posición del substrato rocoso. El sondeo a penetración realizado en Orós Bajo (Fig. 2) no obtuvo un franco rechazo y por tanto interpretamos que no se llegó a detectar el basamento. El registro penetrométrico en Orós Bajo detecta la presencia de capas sedimentarias de importante resistencia mecánica en los primeros 25 metros de profundidad, que se correlacionan con altas velocidades sísmicas, implicando que estas capas están consolidadas. La consolidación de estos materiales la interpretamos como capas de till subglaciar, en base a los estudios de Turu (2000) y Turu et al. (en prensa) en materiales similares de la cubeta glaciar de Andorra.

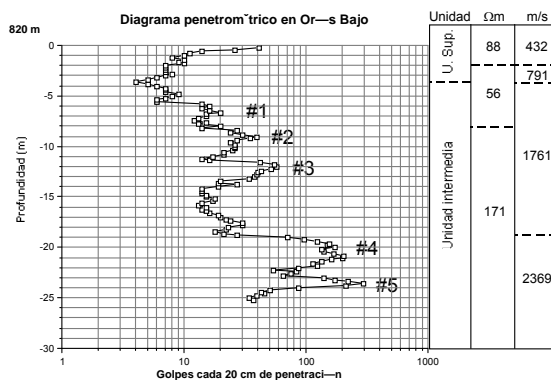


Fig. 2. Sondeo a penetración dinámica continua tipo DPSH en Orós Bajo (sene 10). Se ha correlacionado la velocidad sísmica longitudinal y la resistividad eléctrica detectada con el registro de penetración. Obsérvese que la unidad intermedia en los primeros 25 m de profundidad presenta dos subunidades de elevada velocidad sísmica, en donde se individualizan capas de 2 a 3 m de espesor de elevada resistencia mecánica que se interpretan como capas consolidadas o till.

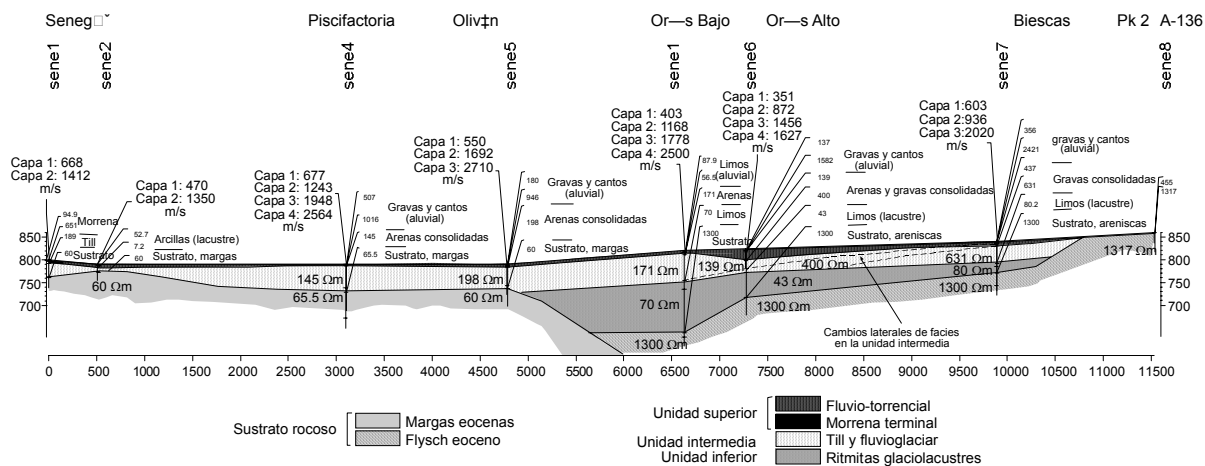


Fig. 3. Sección longitudinal interpretativa por centro del valle glaciar del Gállego entre Biescas y Senegüé.

Con el actual estado de conocimiento del subsuelo de la ribera de Biescas se solventaron las equivalencias de los modelos interpretativos eléctricos, pudiendo así precisar mejor la presencia de una cubeta rellena de unos 100 m de sedimentos entre Orós Bajo y Oliván (Fig.3).

Por otro lado las interpretaciones de Bordonau (1992) en las cubetas de Benasque (río Ésera), Bono (N. Ribagorzana), Barruera (Noguera de Tor) y Esterrí d'Aneu (N. Pallaresa) identifican 3 unidades geoelectricas que relacionan con un único ciclo glaciar. Los estudios de Turu (2000) y Turu *et al.* (2002) señalan estas unidades también en la cubeta de La Massana-Ordino y Andorra, pero planteando una nueva interpretación que también se ha adoptado para el fondo del valle en Oliván.

Al igual que en el resto de cubetas surpirenaicas, se han identificado tres unidades geoelectricas con idénticas características geométricas:

La **Unidad Superior** se compone de sedimentos recientes de abanicos aluviales y depósitos fluviales post glaciares.

La **Unidad Intermedia** muestra cambios laterales de resistividad, seguramente por cambios laterales de granulometría (600-400 Ωm), correspondiendo los sedimentos más finos (198-145 Ωm) al sector comprendido entre Orós Bajo y la morrena de Senegüé.

La **Unidad Inferior** sólo aparece en el interior de la cubeta de Oliván y se prolonga aguas arriba hacia Biescas. Su resistividad está comprendida entre 43 y 80 Ωm (seguramente limos y arcillas), disponiéndose encima del sustrato rocoso.

Los sondeos geoelectricos muestran la presencia de dos sustratos rocosos: al sur de Orós Bajo se localizan las margas eocenas, más conductoras: 60 Ωm ; al norte de Orós Bajo las areniscas del flysch, con resistividad más alta: 1300 Ωm . Dentro de las diferentes posibilidades de interpretación, se expone la que está más acorde con las dataciones de Peña *et al.* (2004):

- La cubeta se sobreexcavó en una primera etapa, que podría relacionarse con la *Fase Sabiñánigo*, es

decir hace unos 156.000 BP. Al irse retirando el glaciar, la cubeta se fue rellena de sedimentos glaciolacustres y deltaicos de la Unidad Inferior y sedimentos de la zona proglaciar. Tras el interglaciar Eemense, un nuevo avance glaciar en la *Fase Aurín*, con dos episodios comprendidos en 86.000 BP uno y en 67.000 BP el otro, que originó parte de los sedimentos de la Unidad intermedia. Después de un nuevo retroceso del cual se desconoce su alcance, en la *Fase Senegüé* (36.000 BP), el glaciar volvería a ocupar el valle completándose la sedimentación de la Unidad Intermedia.

- Finalmente, desde hace 36.000 años se generaría la Unidad Superior con la presencia de potentes abanicos aluviales, pero también con la identificación de dos áreas lagunares, una en la parte interna de la morrena de Senegüé y otra entre los abanicos aluviales de Orós y Oliván.

Referencias bibliográficas

- Bordonau, J. (1992). *Els complexos glaciolacustres relacionats amb el darrer cicle glaciar als Pirineus*. Ed. Geofoma, Logroño, 251 pp.
- Peña-Monné, J.L.; Sancho, C.; Lewis, C.; McDonald, E. & Rhodes, E. (2004). Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gállego y su relación con las terrazas fluvio-glaciares (Pirineo de Huesca). En: *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. UZ e IF, Zaragoza (España), 71-84.
- Turu, V. (2000). Aplicación de diferentes técnicas geofísicas y geomecánicas para el diseño de una prospección hidrogeológica de la cubeta de Andorra, (Pirineo Oriental): implicaciones paleohidrogeológicas en el contexto glaciar andorrano. En: *Actualidad de las técnicas geofísicas aplicadas en hidrogeología* (M. Olmo Alarcón, J.A. López Geta, eds.). ITGE, Madrid, 203-210.
- Turu, V.; Pous, J.; Bordonau, J. & Palomar, J. (2002). La cubeta de sobreexcavación glaciar de La Massana-Ordino, Pirineo Oriental: Aplicación de la prospección geoelectrica. *Horitzó*, 2, 38-52
- Turu, V., Boulton, G.S.; Ros, X.; Peña-Monné, J.L.L.; Martí-Bono C.; Bordonau, J.; Serrano-Cañadas, E.; Sancho-Marcén, C.; Constante-Orrios, C.; Pous, J.; González-Trueba, J.J.; Palomar, J.; Herrero, R. & García-Ruiz, J.M. (en prensa). Structure des grands bassins glaciaires dans le nord de la péninsule ibérique: comparaison entre les vallées d'Andorre (Pyrénées Orientales), du Gállego (Pyrénées Centrales) et du Trueba (Chaîne Cantabrique). *Quaternaire*, N° 3-4.



PROSPECCIÓN GEOFÍSICA Y GEOMECÁNICA DEL VALLE DEL TRUEBA (CORDILLERA CANTÁBRICA): ESTRUCTURA DEL RELLENO SEDIMENTARIO DEL FONDO DEL VALLE GLACIAR

V. Turu (1), E. Serrano (2), X. Ros (3) y J.J. González-Trueba (4)

- (1) Igeotest SL (Fundació Marcel Chevalier), Av. Príncipe Benloch 66-72, Dptx 407, AD005-Andorra. igeofundacio@andorra.ad
 (2) Dep. de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Pº Prado de la Magdalena s/n, 47005-Valladolid. serranoef@fyl.uva.es
 (3) Geo3 SL, Av. Príncipe Benloch 66-72, Dptx 407, AD005-Andorra. geo3@andorra.ad
 (4) Dpt. Geografía, Univ. de Cantabria, (Cantabria), Avda. de los Castros s/n, 39005-Santander. jjgtrueba@hotmail.com

Abstract (Geophysic and geomechanical survey of the Trueba glaciated valley, Southeastern Cantabrian Range, sedimentary infill structure): The large glaciated valleys of the Iberian Peninsula are located in the southern part of the Pyrenean-cantabrian range, mostly in northern part of the Ebro basin. A common geomorphological feature in these glaciated valleys is the existence of glacial overdeepened basins in their medium and lower sections. Vertical Electrical resistivity Soundings were done and have been complemented by seismic soundings. Three geolectrical units can be recognized, same units as those studied basins from the Pyrenees by Bordonau (1992). The seismic survey show us the existence of consolidated layers above the intermediate unit. Taking into account these new data, the intermediate geolectrical unit here is considered to be glaciolacustrine infilling attributed to a glacial retreat, and overridden by a new glacier advance attributed to the last glacial cycle.

Palabras clave: Valles de sobreexcavación glaciario, Cordillera Cantábrica, unidad geoelectrica intermedia, consolidación glaciario.
Key words: Glacial overdeepening valleys, Cantabrian range, intermediate geolectrical unit, glacial consolidation.

Las prospecciones geofísicas realizadas en los grandes valles glaciares de la vertiente surpirenaica han mostrado la existencia de cubetas de sobreexcavación modeladas por el hielo, que se rellenaron de sedimentos de origen glaciario, lacustre y fluvial. No obstante el valle del Trueba, situado en la parte surcantábrica, también presenta una sobreexcavación que ha sido motivo de estudio y de comparación con las Pirenaicas (Turu *et al.* en prensa).

Para investigar la posibilidad de la existencia de una cubeta de sobreexcavación glaciario en el valle del Trueba, se realizaron sondeos eléctricos desde los afloramientos rocosos cerca de las Machorras hasta los afloramientos rocosos de Espinosa, pudiéndose observar la existencia de dos cubetas de sobreexcavación que el fondo del valle separadas por un umbral rocoso en su centro (Barcenás), similar a la de Benasque en Pirineo de Aragón (Bordonau, 1992) o la de Andorra (Turu, 2000).

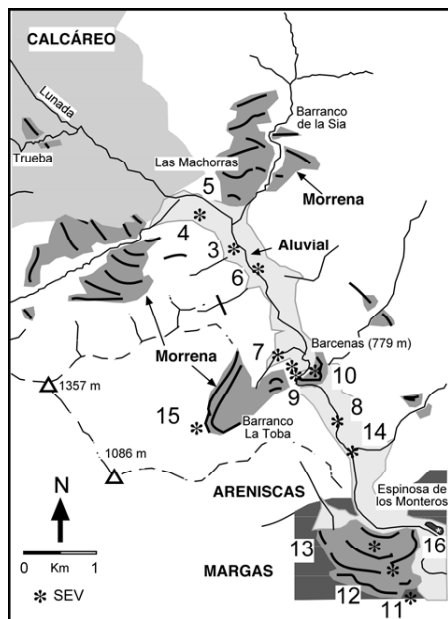


Fig.1. Situación de los trabajos de prospección geofísica realizados en el valle glaciario del río Trueba. Obsérvese el importante desarrollo de los complejos morrénicos frontales y laterales, hecho que ha permitido también acotar el registro sedimentario tanto de lagunas fósiles como funcionales en Bernacho, La Toba, Barcenás y en Espinosa de los Monteros.

Para detectar anomalías en la consolidación de los sedimentos, se hicieron perfiles sísmicos a refracción en Barcenás y en Espinosa de los Monteros. La determinación de capas consolidadas en el relleno sedimentario se completó con un ensayo sísmico en los materiales del polideportivo de Espinosa (punto 16, Fig.1), por debajo del cual se pudo observar el afloramiento de materiales fluvio-glaciares consolidados. Serrano (1996) cita como till los materiales sobre los cuales se asienta el polideportivo de Espinosa. En este sentido la posición altitudinal más elevada de estos sedimentos respecto al resto de materiales glaciares (complejo morrénico de Espinosa, puntos 11, 12 y 13, Fig.1), hace suponer que el till del polideportivo de Espinosa tiene una edad superior a la del complejo morrénico de Espinosa de los Monteros.

Los trabajos de prospección sísmica permitieron detectar la presencia de una capa consolidada a pocos metros de profundidad en el Ferial de Espinosa, así como en el puente de Barcenás que lleva al barranco de la Toba (Fig.2). Respecto a la prospección geoelectrica realizada, al igual que en las cubetas surpirenaicas, se han identificado las tres unidades geoelectricas de Bordonau (1992) en las dos cubetas de sobreexcavación. A continuación se pasa a describir los materiales presentes en el subsuelo del valle del Trueba:

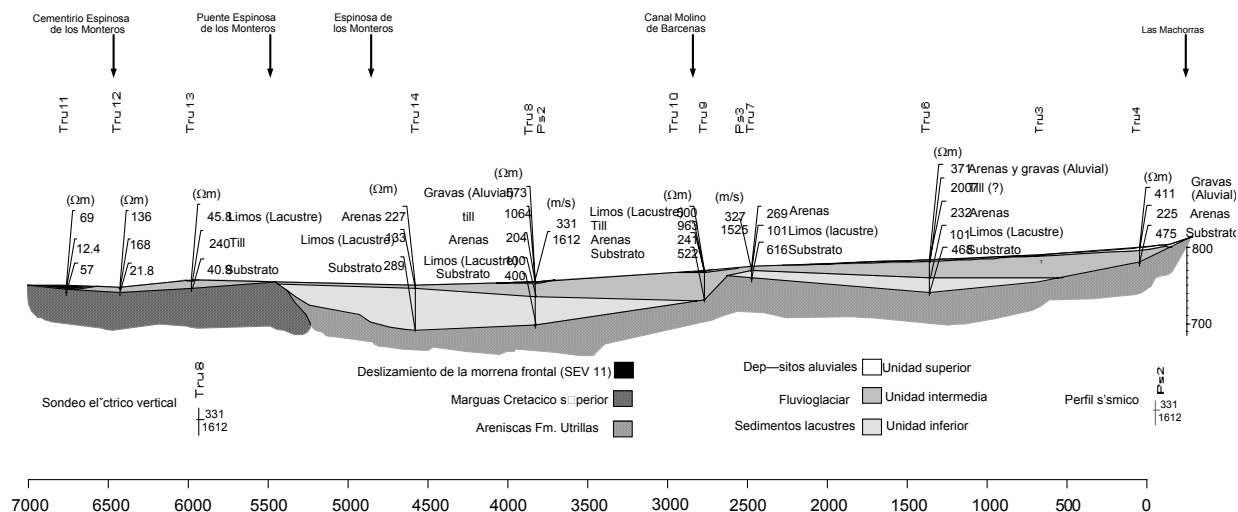


Fig. 2. Sección longitudinal interpretativa por centro del valle del Trueba entre Espinosa y el valle pasiego. La profundidad máxima de la sobreexcavación resulta ser de unos 60 metros de profundidad. La morfología del substrato rocoso es escalonada y divide el valle en dos cubetas, una al norte de Barcenas y otra al sur limitada por los afloramientos rocosos de Espinosa.

La **Unidad Superior** presenta valores de resistividad eléctrica muy variables, se compone de sedimentos recientes de abanicos aluviales y depósitos fluviales post glaciares siendo éstos de escasa potencia.

La **Unidad Intermedia** muestra valores de resistividad muy homogéneos y modestos (200-230 Ω m), de potencia sedimentaria más elevada, y presentando en su techo una capa consolidada que se interpreta como un till.

La **Unidad Inferior** presenta valores de resistividad muy homogéneos y bajos (100-120 Ω m), compuesta seguramente por limos y disponiéndose encima del substrato rocoso.

La geometría de la unidad intermedia sugiere que presenta continuidad sedimentaria con la unidad inferior. La diferente resistividad de las dos unidades estaría reflejando un cambio de facies granulométrico entre ellas. Esta geometría sería compatible con un sistema sedimentario glaciolacustre similar al descrito por Bordonau (1992) para las cubetas pirenaicas, donde el retroceso del frente glaciar permite el relleno de las cubetas de sobreexcavación glaciar de forma sincrónica, no obstante la geometría entre unidades geoelectricas de la ribera de Biescas difiere de las cubetas pirenaicas (Turu *et al.* en prensa). En los Pirineos andorranos (Turu, 2000) o en el de Aragón (Turu *et al.*, en prensa), las capas consolidadas forman parte de la unidad intermedia mientras que en el Trueba éstas se sitúan por encima.

Esta relación geométrica indica, en el caso del valle del Trueba, que el depósito de las unidades geoelectricas inferior y intermedia son anteriores a la formación de la capa consolidada (till glaciar). Por tanto el/los nivel/les consolidado/s es correlacionable con el till supraglaciar del Polideportivo de Espinosa.

Dentro de las diferentes posibilidades de interpretación, se expone la que creemos más plausible:

- Sobreexcavación del valle en una primera etapa, *Fase de Espinosa*, en donde al irse retirando el glaciar éstas se fueron relleno de sedimentos glaciolacustres y deltaicos, formando la Unidad Inferior y Intermedia.

- Después del retroceso glaciar, del cual se desconoce su alcance y magnitud, se acontece un nuevo avance glaciar en la *Fase de los Cuetos de Espinosa*, que sedimenta el complejo morrénico de Espinosa de los Monteros. El glaciar en su paso por el valle del Trueba consolida los sedimentos del techo de la Unidad intermedia sin erosionarlos significativamente. De forma contemporánea se forman los depósitos yuxtaglaciares de la Toba y se inicia nuevo retroceso frente glaciar que se estabiliza, en la *Fase Barcenas*, depositando dos arcos morrénicos frontales y formándose una laguna entre ambos.

- Al mismo tiempo que se produce la retirada del frente glaciar hasta su desaparición en el valle del Trueba, se formaría la Unidad Superior con la presencia de sedimentos aluviales.

Referencias bibliográficas

- Bordonau, J. (1992). *Els complexos glaciolacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Ed. Geoforma, Logroño, 251 pp.
- Serrano, E. (1996). El complejo morrénico frontal del valle del Trueba (Espinosa de los Monteros, Burgos). *Cuadernos del Laboratorio Xeoloxico Laxe*, 21, 737-747.
- Turu, V. (2000). Aplicación de diferentes técnicas geofísicas y geomecánicas para el diseño de una prospección hidrogeológica de la cubeta de Andorra, (Pirineo Oriental): implicaciones paleohidrogeológicas en el contexto glacial andorrano. *En: Actualidad de las técnicas geofísicas aplicadas en hidrogeología* (M. Olmo Alarcón, J.A. López Geta, eds.), ITGE, Madrid, 203-210.
- Turu, V., Boulton, G.S.; Ros, X.; Peña-Monné, J.L.L.; Martí-Bono C.; Bordonau, J.; Serrano-Cañadas, E.; Sancho-Marcén, C.; Constante-Orrios, C.; Pous, J.; González-Trueba, J.J.; Palomar, J.; Herrero, R. & García-Ruiz, J.M. (en prensa). Structure des grands bassins glaciaires dans le nord de la péninsule ibérique: comparaison entre les vallées d'Andorre (Pyrénées Orientales), du Gállego (Pyrénées Centrales) et du Trueba (Chaîne Cantabrique). *Quaternaire*, N° 3-4.



PROCESOS DE ALTERACIÓN Y GENERACIÓN DEL RELIEVE EN LA PAMPA DE ACHALA (SIERRA GRANDE DE CÓRDOBA, REPÚBLICA ARGENTINA).

J.R. Vidal-Romaní (1); E. De Uña Álvarez (1); D. Fernández-Mosquera (1); Carignano C. (2) y J. Sanjurjo-Sánchez (1)

(1) Instituto Universitario de Geología "Isidro Parga Pondal". Universidad de Coruña (España). xeoloxia@udc.es

(2) Instituto de Alta Montaña. Universidad de Chilecito, Chilecito (La Rioja - República Argentina).

Abstract (Weathering processes and relief generation in the Pampa de Achala (Sierra Grande de Córdoba, República Argentina): The Sierra Grande de Córdoba is a tectonic relief or horst developed on a granite massif of multiple intrusion. The landscape is characterized by the association of endogenous and exogenous granite forms clearly zoned: the first ones in the periphery of the horst near the former intrusive border of the magmatic body; the second ones in the internal zone of the massif where the structure does not develop. The generation of granite forms starts with the endogenous ones formed in the intrusive stage while the exogenous ones would do it once they are exposed to the surface. The persistence of endogenous zones closely associated to the exogenous ones proves the scarce relevance of the weathering processes in zones outside the soil cover or drainage supporting the idea of the longtime survival of granite landscapes when these latter avoid the contact with superficial waters.

Palabras clave: formas endógenas, formas exógenas, formas graníticas, relieve granítico.

Key words: exogenous forms, endogenous forms, granite forms, granite relief.

La Pampa de Achala forma parte de la Sierra Grande en la provincia de Córdoba (República Argentina). Se trata de un macizo granítico de intrusión múltiple definido morfológicamente como un *horst* tectónico, que se levantó durante el Terciario afectando a una superficie granítica de corrosión química (*etching*) de edad jurásico-cretácica (Carignano et al. 1999).

En el perímetro del *horst*, el desarrollo de glaciares y pedimentos rocosos que se apoyan sobre él a distintas cotas indica que la individualización del relieve no se puede justificar exclusivamente por la tectónica y que tampoco se produjo en un levantamiento único sino escalonado.

En la vertiente oeste de la Pampa de Achala sobre la superficie somital y por encima de los 1000 m de altura se ha desarrollado una detallada secuencia morfogenética de formas cuya definición comenzó ya antes de la emersión del granito (formas endógenas) (Twidale y Vidal Romaní, 1994; Vidal Romaní y Yepes, 2004; Vidal Romaní et al. 2006), como lo prueba su relación con la red pegmatítica intruída en la etapa final de consolidación magmática (Vidal Romaní y Yepes, 2004). La generación de formas ha continuado produciéndose durante la etapa exógena de evolución del macizo rocoso y aún continúa en la actualidad.

Las primeras formas definidas en la roca son las llamadas protoclásticas (Vidal Romaní y Yepes, 2004) y se relacionan con el borde intrusivo del plutón. Su morfología, esencialmente de campos de bloques sin relación con procesos de alteración edáficos, donde sus elementos no han sufrido modificación desde su exposición (por erosión del encajante o por efecto de la tectónica) (Vidal Romaní y Yepes, 2004) hasta la actualidad, aunque en algunos casos parecen modelados por procesos periglaciares recientes.

Asociadas a los campos de bloques aparecen otras formas menores singenéticas como diaclasas de exfoliación (*sheet structure*), *tafones* y roturas poligonales (*polygonal cracking*) que son por tanto también formas endógenas. En las zonas internas del macizo alejadas del borde intrusivo las estructuras endógenas son menos evidentes y la morfología del macizo varía totalmente.

Las formas (exógenas) que se desarrollan allí están claramente asociadas bien a procesos de corrosión química subedáfica (*etching*) bien a la incisión de la red de drenaje que se desarrolló en la superficie somital del *horst* y que evolucionó a gran velocidad a medida que el levantamiento del *horst* tectónico se iba produciendo durante el Jurásico-Cretácico (Carignano et al. 1999).

Aun así coexisten con las exógenas formas convexas, tipo *inselberg*, por lo general de pequeña talla cuya superficie está en todo o en parte formada por rasgos endógenos (superficies de cizalla), como lo prueba su morfología de detalle (superficies recubiertas por roturas poligonales o *polygonal cracking*). Los casos de *inselbergs* de menor talla son sin embargo exógenos y pueden describirse como relieves residuales restos del proceso de corrosión química (*etching*). La forma dominante en las zonas internas del macizo son las superficies de corrosión química de origen subedáfico (Twidale y Vidal Romaní, 2005). Se presentan en secuencias escalonadas generadas de manera sucesiva a medida que se producía la disección del relieve acompañada con el descenso del nivel de base durante la emersión del *horst* tectónico. La degradación de las superficies se realizó bajo el suelo dando lugar a otras formas exógenas como las *gnammas* lobuladas tipo *pan*.

La separación entre los distintos niveles de superficies se produce a través de escarpes de orden centimétrico a métrico que son consecuencia

del desarrollo a un nivel inferior de la nueva superficie de corrosión a medida que el proceso de encajamiento de la red progresaba. En este sentido se puede decir que la evolución de estas superficies en roca se comporta de manera similar a lo que ocurre en los terrenos no consolidados afectados por un proceso de incisión de la red. Estos escarpes presentan un contorno sinuoso y nunca se relacionan con planos de falla o fractura.

El encajamiento de la escorrentía se realiza, como en los terrenos sedimentarios no consolidados según canales con migración lateral que a veces deja tramos colgados sobre el canal activo, a veces orlados por *levees* rocosos.

En los casos de escarpes con pendientes medianas (20 a 30°), se pueden desarrollar en el fondo de los canales sistemas de marmitas turbillonares (*pot hole*) encadenadas. Cuando la pendiente del escarpe entre superficies es mayor, se desarrollan otro tipo de formas lineales como regueros (*rills*) subverticales. El proceso de incisión del relieve con formación de distintos niveles de superficies se desarrolla en un rango de alturas de más de 200 m en la vertical desde la superficie original del horst hasta la llanura aluvial actual.

Todo ello induce a pensar en que la evacuación de la roca alterada se ha realizado predominantemente por procesos de disolución con erosión mecánica subordinada. Finalmente, la circulación del agua a través del sistema fisural parcialmente abierto del macizo rocoso produce la última etapa de degradación del macizo con la generación de espeleotemas de ópalo a asociados (Vidal Romaní et al., 2003), como es lo consecuente con una lenta circulación del agua. Los espeleotemas no son un rasgo cuantitativamente importante en la generación del relieve aunque cualitativamente confirman la capacidad de disolución de estos granitos.

La particularidad de la geomorfología granítica de la Pampa de Achala es la coincidencia espacial de tipos de formas endógenas y exógenas formadas a lo largo de la historia evolutiva del macizo desde la etapa endógena cuando la roca aún no había aflorado en la superficie de la tierra hasta la etapa exógena de evolución subaérea. En esta última los tipos morfológicos que se desarrollan sobre la roca son los propios de un sistema morfogenético desarrollado en sedimentos no consolidados aunque aquí se trate de un macizo rocoso consolidado donde no son apreciables ni mantos de regolito ni grandes acumulaciones de sedimentos que se reducen a la llanura aluvial de la red de drenaje actual.

Con estos antecedentes la generación del relieve se va a producir en tres etapas. La primera tiene lugar durante la intrusión del macizo. Como consecuencia de ella se definirá el sistema estructural en el contacto con el encajante. La segunda etapa tiene lugar después de la erosión del encajante lo que puede estar coordinado con el elevamiento tectónico del horst de Sierra Grande con posterioridad al Cretácico (Carignano et al. 1999). Es entonces cuando quedan expuestas en superficie todas las formas que hemos nombrado como endógenas:

campos de bloques protoclasticos (*fields of protoclastic boulders*), diaclasas de exfoliación (*sheet structure*), *tafoni* y roturas poligonales (*polygonal cracking*). Estas dos primeras etapas son las que contribuyen en mayor medida a la generación del relieve actual. La última etapa de generación del relieve se desarrolla una vez que la red de drenaje, que ahora discurre por la superficie somital del *horst*, comienza a encajarse en ella: un proceso coordinado con la generación de las superficies de grabado (*etched*) escalonadas. Esta etapa alterna dos tipos de evolución del relieve: uno vertical (incisión de la superficie) y otro horizontal de generación de *gnammas* tipo *pan* así como las formas de enlace entre ambas como es el caso de los regueros con *levee* y acanaladuras. No es aventurado suponer que, durante esta etapa, se continuaron produciendo pequeños elevamientos del *horst* que serían responsables de las modificaciones del nivel de base local. Se justificaría así el relieve escalonado de superficies de corrosión química asociado.

La zonación de las formas endógenas en los laterales del horst y exógenas, en el interior de éste, es resultado de la estructura previa del cuerpo granítico heredada de la etapa intrusiva del mismo. Es por tanto independiente del clima y de sus procesos de alteración asociados como se pensaba hasta el momento (Carignano et al., 1999). Prueba además la supervivencia de las formas graníticas cuando no están en contacto con el agua bien directamente (red de drenaje), bien bajo el suelo (Twidale, 1997). Esto se pone de manifiesto en la coexistencia de formas endógenas y formas exógenas sobre la misma superficie geomorfológica como ocurre en la zona somital de la Pampa de Achala. Hasta el momento no se ha finalizado la datación de formas y superficies por nucleidos cosmogénicos, lo que permitirá establecer una cronología más precisa para el proceso generador del relieve.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto CGL2004-06516/BTE del MEC.

Referencias bibliográficas

- Carignano, C., Cioccale M. & Rabassa J. (1999). Landscape antiquity of the Central-Eastern Sierras Pampeanas (Argentina): Geomorphological evolution since Gondwanic times. *Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd* 118, 245-268.
- Twidale, C.R. (1997). Models of landscape evolution and the survival of paleoforms. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 22, 151-182.
- Twidale, C.R. & Vidal Romaní, J.R. (1994). On the multistage development of landforms. *Geomorphology* 11, 107-124.
- Twidale C.R. & Vidal Romaní J.R. (2005). *Landforms and Geology of Granitic Terrains*. Balkema, Leiden, 364 pp.
- Vidal Romaní, J.R., Twidale C.R., Bourne J. & Campbell E. M. (2003). Siliceous cylindrical speleothems in granitoids in warm semiarid and humid climates. *Zeits. Geom. N.F.* 47, 4, 417-437.
- Vidal Romaní J.R. & Yepes, J. (2004). Historia de la morfogénesis granítica. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 29, 331-360.
- Vidal Romaní J.R.; De Uña Álvarez E.; Fernández Mosquera D. & Sanjurjo J. (2006). Proposal of nomenclature for granitic forms *Actas IX Reunión de Geomorfología. Geomorfología y Territorio*, 803-814.



MICROVERTEBRADOS DEL PLEISTOCENO SUPERIOR DEL YACIMIENTO DE ANTOLIÑAKO Koba (GAUTEGUIZ-ARTEAGA, BIZKAIA)

H. Zubeldia (1), X. Murelaga (1), S. Bailon (2), M. Aguirre (3) y X. Saez de Lafuente (1).

- (1) Universidad del País Vasco/EHU, Facultad de Ciencia y Tecnología, Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Apartado 644, E-48080 Bilbao. xabier.murelaga@ehu.es
- (2) Laboratoire départemental de Préhistoire du Lazaret, Département de Préhistoire du M.N.H.N. 33bis Bd Franck Pilatte, 06300 Nice, France. sbailon@lazaret.unice.fr
- (3) Dpto. Prehistoria, UNED, Centro Asociado de Bergara. Plaza San Martín de Aguirre 4, Bergara, 20570, Gipuzkoa. mikaguirre@euskalnet.net

Abstract (Microvertebrates from the Upper Pleistocene site of Antoliñako Koba (Gautegui-Arteaga, Bizkaia): In this work is described a microvertebrate assemblage from the Upper Pleistocene site of Antoliñako Koba. There are four stratigraphical units, the age of the younger one is 10220 ± 40 B.P. while the oldest one is 29.990 ± 230 B.P. The microvertebrate fossil assemblage is represented by 13 micromammal species, 4 reptilians and 3 amphibians. The temperature and the humidity variations estimated on the basis of the micromammal assemblage of Antoliñako Koba is very similar to that inferred from other sites. The levels with low taxonomic diversity correspond to the most temperate periods, whereas higher diversity occurs in levels corresponding to cooler periods. This difference could be caused by the predator that produced the microvertebrate bone accumulation.

Palabras clave: Vertebrados, Pleistoceno superior, Cornisa Cantábrica.

Key words: Vertebrates, Upper Pleistocene, Cantabrian Basin.

El yacimiento de Antoliñako Koba se encuentra en la Reserva de la Biosfera de Urdaibai dentro del término municipal de Gautegiz-Arteaga (Bizkaia) (Fig.1). El relleno sedimentario en el que se han encontrado los restos paleontológicos y arqueológicos se depositó en una cavidad cárstica formada en calizas urgonianas del Cretácico inferior. En el entorno de Urdaibai se han descrito otros yacimientos con restos de vertebrados, como serían el clásico de Santimamiñe (Aguirre Ruiz de Gopegui *et al.*, 2000) y el de Atxagakoa (López-Quintana *et al.*, 2005).

El yacimiento de Antoliñako Koba se cita por primera vez por Barandiaran en 1925 y aunque en años posteriores se han realizado algunas catas, es en el año 1995 cuando comienzan las excavaciones (Aguirre Ruiz de Gopegui, 2000).

El interior de la cavidad se encuentra casi colmatada por limos y arenas Cuaternarios que parecen haber sido transportados por el agua desde el exterior de la cueva al interior. En la columna estudiada se han diferenciado cuatro niveles estratigráficos y sedimentológicos, que denominados desde el techo hasta la base A, B, C y D respectivamente. Las dataciones se han realizado con ^{14}C sobre todo en restos óseos y vegetales y han situado el registro estudiado entre 10220 ± 40 BP los más jóvenes, hasta 29.990 ± 230 BP los más antiguos. En la actualidad no se ha terminado de excavar todo el relleno por lo que se desconoce cuanta serie falta hasta dar con el sustrato calizo del Cretácico inferior.

El muestreo se ha realizado recogiendo en toda la serie aflorante el sedimento de una superficie de 33 cm^2 y 5 cm de potencia. De esta manera se han tomado 22 muestras de aproximadamente unos 3 a 6 kg. Posteriormente este sedimento se ha lavado-tamizado usando como tamiz inferior el de 0.5 mm

de luz de malla. Para el presente estudio se ha seleccionado una muestra de cada dos, de manera que se han estudiado en su totalidad 13 de las 22 muestras.

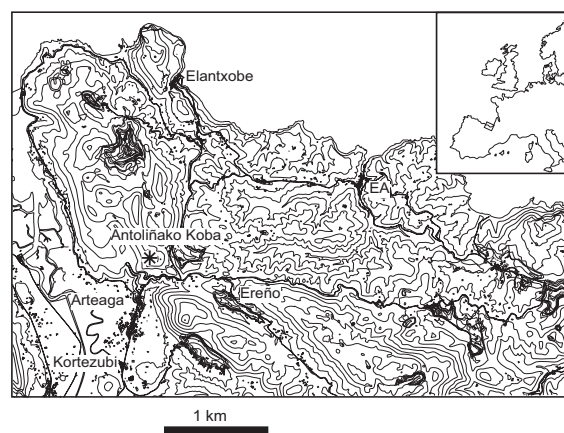


Fig.1. Localización del yacimiento de Antoliñako Koba.

La proporción en la que se encuentran los distintos elementos anatómicos recuperados se mantiene en todas las muestras estudiadas, por lo que podemos suponer que han tenido una historia tafonómica similar. La alta proporción de molares e incisivos sueltos y la escasez de maxilares y mandíbulas suele ser indicativo de transporte de los restos (Andrews y Evans, 1983).

En total se han reconocido 20 taxones diferentes de micromamíferos, reptiles y anfibios. Los micromamíferos están representados por *Eliomys quercinus*, *Clethrionomys glareolus*, *Arvicola terrestris*, *Arvicola cf. sapidus*, *Microtus oeconomus*, *Microtus arvalis-agrestis*, *Chionomys nivalis*, *Terricola* sp., *Apodemus sylvaticus-flavicollis*,

Soricinae sp., *Sorex coronatus-araneus*, *Neomys fodiens-anomalous*, *Crociodura* sp. y *Talpa* sp., Los reptiles por *Anguis fragilis*, cf. *Podarcis* sp., cf. *Vipera* sp. y *Coronella austriaca* y los anfibios por *Triturus* sp., *Rana temporaria-iberica* y *Bufo* sp. Aunque raros, también se han identificado restos de peces y de aves.

En base a las apetencias autoecológicas de los micromamíferos y a la proporción relativa en la que se encuentra cada taxón, se ha determinado la variación de la temperatura que ha quedado preservada en el relleno de Antoliñako Koba (Fig.2). La correlación de los datos obtenidos en el presente trabajo con la de otras zonas se ha realizado en base a las dataciones de ^{14}C de las que se dispone. De esta manera se puede observar que la curva obtenida en Antoliñako Koba a grandes rasgos se asemeja a la obtenida en otras zonas. La curva de humedad relativa obtenida es similar a la de la temperatura, coincidiendo los niveles más secos con los más fríos.

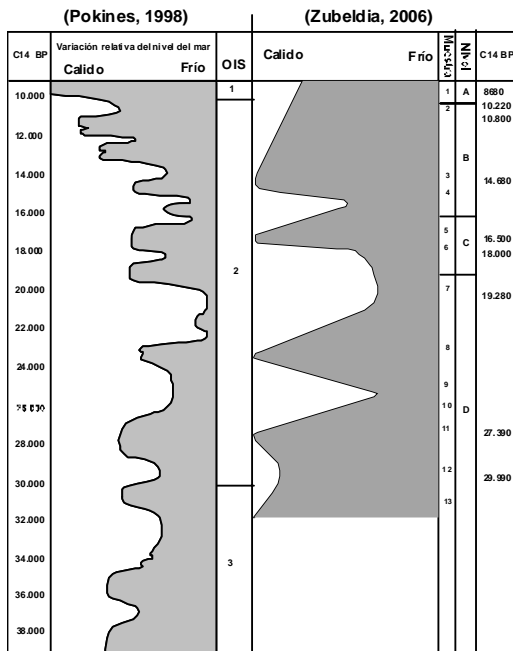


Fig. 2: Relación de la curva de variación relativa del nivel del mar con la curva de variación de temperatura relativa obtenida en Antoliñako Koba (modificado de Pokines, 1998 y Zubeldia, 2006).

En cuanto a la diversidad, los valores más altos no coinciden con los momentos más calidos, si no, con los más fríos. Esto puede ser debido a que el agente productor de la tanatocenosis realice una selección diferente en momentos húmedos y cálidos con respecto a los fríos y secos. Es posible que en momentos de clima más favorable el depredador tenga más opciones a la hora de elegir su presa y que por sus apetencias tróficas se decante más por una especie que por otra. De esta manera en momentos calidos y húmedos se especializará en unas especies concretas, de manera que en la tanatocenosis descenderá la diversidad. Sin embargo, en momentos fríos, al tener menos presas para elegir no podrá seleccionarlas y tendrá que conformarse con lo que consiga atrapar y de esta manera aumentaría la diversidad en el registro.

Agradecimientos: Departamento de Cultura, Sección de Patrimonio Histórico de la Diputación Foral de Bizkaia, los proyectos CGL2004-02987 del Ministerio de Educación y Ciencia y Unesco 05/01 y EHU06/84 (de la Universidad del País Vasco).

Referencias bibliográficas

- Aguirre Ruiz de Gopegui, M. (2000). EL yacimiento paleolítico de Antoliñako koba (Gautegiz-Arteaga, Bizkaia): secuencia estratigráfica y dinámica industrial. Avance de las campañas de excavación 1995-2000. *Illunzar* 98/00 (4),39-81.
- Aguirre Ruiz de Gopegui, M.; Lopez Quintana, J. C. & Sáenz de Buruaga Blázquez, A. (2000). Medio ambiente, industrias y poblamiento Prehistórico en Urdaibai. *Illunzar* 98/00 (4),13-38.
- Andrews, P. J. & Evans, E. M. N. (1983). Small mammal bone accumulations produced by mammalian carnivores. *Paleobiology*: 9(3), 289-307.
- Barandiaran, J. M. (1925). Contribución al estudio de la casa rural y de los establecimientos humanos. Pueblo de Kortezubi (Bizkaia). Los establecimientos humanos y las condiciones naturales. *Anuario de la Sociedad de Eusko Folklore*, 5, 46-67.
- López Quintana, J. C., Castaños Ugarte, P.; Guenaga lizaso, A.; Murelaga, X.; Areso, P. & Uriz, A. (2005). La cueva de Atxagakoa (Forua, Bizkaia): ocupación humana y guarida de carnívoros durante el Musteriense en Urdaibai. *Illunzar* 01/05 (5),11-24.
- Pokines, J. T. (1998). *The paleoecology of Lower Magdalenian Cantabrian Spain*. Bar International series: 713, 1-189.
- Zubeldia, H. (2006). *Goi Pleistozenoko-Behe Holozenoko Antoliñako Koba Aztarnategiaren Mikroomodunen ikerketa (Arteaga, Bizkaia)*. Tesis de Licenciatura, Universidad del País Vasco, 130 pp.

Sesión 3

Ambientes, secuencias litorales y cambios del nivel del mar



EVOLUCIÓN DE LA ZONA INTERMAREAL DE LA ENSENADA DE SAN SIMÓN (RÍA DE VIGO, NO ESPAÑA) DURANTE EL HOLOCENO

P. Álvarez-Iglesias (1), M. Pérez-Arlucea (1) y B. Rubio (1)

(1) Dpto. de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio, Universidad de Vigo. Campus Lagoas-Marcosende s/n 36310-Vigo (Pontevedra). palvarez@uvigo.es

Abstract (Holocene evolution of the intertidal area of San Simón Bay (Ría de Vigo, NW Spain): The San Simón Bay complex is one of the largest and better preserved sedimentary areas in the Galician coast. In this work estuarine and tidal flat well-developed deposits have been temporal and spatially studied. Characteristic facies have been identified. Actual sedimentary sub-environments has been described and characterized. The main objectives were to define the lithological facies and stratigraphy that characterize the sedimentary environments as well as the near surface-sedimentary history. 2D facies architecture has been established. It has been observed alternating well-defined metric estuarine channel-fill and tidal flat deposits, which are related to climatic and sea-level changes. Two millennial-scale, fining-upward sequences show an initial incision evolving into channel fill and tidal flat deposits. An age model has been developed for the recent Holocene based on AMS ^{14}C , ^{210}Pb and ^{137}Cs dating.

Palabras clave: facies sedimentarias, llanuras intermareales, cambios climáticos, tasas de sedimentación

Key words: sedimentary facies, intertidal flats, climatic changes, sedimentation rates

La Ensenada de San Simón constituye la parte interna de la Ría de Vigo. Es un área de 19.5 km² caracterizada por una baja energía hidrodinámica debido a su orientación y características morfológicas (Fig.1). La profundidad media es de 7 m. El rango mareal medio es de 2.2 m. Esta ensenada constituye un ecosistema de alta productividad biológica debido a procesos de afloramiento, comunes en todas las rías gallegas (Álvarez-Salgado *et al.*, 2000). Esto genera su gran importancia ecológica y económica, siendo una zona donde se desarrollan explotaciones marisqueras (tanto en la zona intermareal como en la submareal). El área de drenaje de la ensenada está formada mayoritariamente por granito de dos micas y granitos de biotita y oligoclasa. En la zona media afloran gneises y micaesquistos. Los ríos son moderadamente cortos, presentan una variación estacional de la escorrentía notable y, en ellos, la carga en disolución supera a la carga en suspensión (Pérez-Arlucea *et al.*, 2000). En la parte norte de la ensenada desembocan tres ríos: Oitavén-Verdugo, Ulló y Xunqueira, que representan el 75% de los aportes fluviales a la Ría de Vigo. El río principal es el primero de ellos, y su caudal está regulado por una presa. En la parte Sureste de la ensenada destaca el río Alvedosa, que en la actualidad contribuye a la mayor parte de la carga total de sedimentos. Los aportes de los distintos ríos van colmatando poco a poco la Ensenada, que actúa como una trampa de sedimentos, cuya distribución está controlada por las condiciones hidrodinámicas: los materiales más gruesos se concentran hacia los márgenes y en las proximidades de las desembocaduras de los ríos, mientras que en la zona submareal se acumulan fangos ricos en materia orgánica (Álvarez-Iglesias *et al.*, 2006).

La zona intermareal de la Ensenada de San Simón consiste en una extensión de bajo relieve y escasa pendiente, inclinada ligeramente hacia el suroeste, que presenta una morfología convexa en sección transversal. En ella destacan dos grandes dominios

de acuerdo con la distribución superficial de facies, uno estuárico, que se corresponde con las desembocaduras de los ríos principales, y otro de llanura de marea, donde se pueden diferenciar varios subambientes, que incluyen llanuras arenosa, mixta, fangosa y marismas. Todos estos ambientes están surcados por una red de canales mareales someros. El dominio estuárico principal se corresponde con la desembocadura del río Oitavén-Verdugo, que presenta en su parte sur un sistema complejo de lóbulos, barras y rampas arenosas separadas por canales menores. La zona de llanura mareal está surcada por los canales de los ríos secundarios Ulló y Xunqueira, cuyos canales se bifurcan en las zonas próximas a la desembocadura por la presencia de grandes bancos de arena. En la actualidad la llanura de marea se encuentra en estado de crecimiento, tanto por progradación como por agradación.

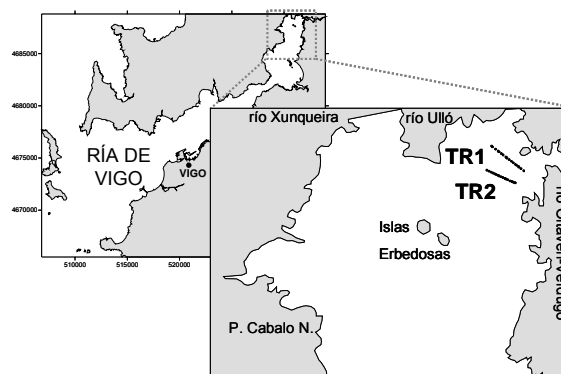


Fig.1. Localización del área de estudio

El objetivo de este trabajo es el estudio de la evolución del complejo sedimentario de la Ensenada de San Simón durante el Holoceno reciente. En particular se ha realizado la identificación de facies, su arquitectura y el establecimiento de un modelo de edad.

En la zona intermareal de la ensenada se recogieron 38 testigos sedimentarios mediante testificador de succión (de 40 mm de diámetro) con un espaciado de 15 a 20 m, a lo largo de dos transectos rectos transversales a los ríos Oitavén-Verdugo y Ulló, siguiendo una dirección NO-SE. La longitud de estos testigos varió entre 1.25 m y 6.5 m. Al mismo tiempo se recogieron muestras superficiales en los mismos puntos de muestreo, y dos testigos de 120 mm de ancho y 0.5 m de largo (SSMPA y SSMPB) en el transecto TR1 para su estudio detallado. En las distintas muestras se determinaron el tamaño de grano por tamizado mecánico y sedígrafo, el contenido de carbono orgánico total (COT), nitrógeno total (NT) y , carbono inorgánico total (CIT) mediante análisis elemental, el pH, el contenido en elementos mayoritarios y traza por fluorescencia de rayos-X y la mineralogía por difracción de rayos-X. En los testigos recogidos se seleccionaron dos conchas de bivalvos y tres muestras fangosas ricas en materia orgánica para su datación por AMS ^{14}C (Geochron Labs, USA). Además, se obtuvieron tasas de sedimentación recientes mediante la datación por ^{210}Pb y ^{137}Cs del testigo SSMPA.

La distribución vertical de facies y su arquitectura sedimentaria muestran cinturones de facies bien definidos en los que alternan depósitos de relleno de canal de ambiente estuárico y facies de llanura de marea (Fig. 2). Los rellenos de canal muestran un predominio de gravas y arenas gruesas (~95% en conjunto) con un contenido en carbono orgánico bajo (~0.82%). Predominan los materiales siliciclásticos y aparecen restos de madera y cantos blandos. Los depósitos de llanura de marea son más finos, aunque bastante arenosos (~70%), incluso en las zonas de marisma (hasta el 80% de arenas). Esto es característico de las llanuras mareales de la Ría de Vigo, a diferencia de otras marismas a nivel mundial donde los depósitos son mayoritariamente fangosos (Allen, 2000). En ellas el contenido de fango puede alcanzar hasta un 83%, aunque por lo general el porcentaje de fangos es bajo, y el contenido en carbono orgánico es relativamente elevado (~2.36%). La arquitectura sedimentaria (Fig. 2) muestra dos secuencias granodecrecientes de escala milenaria (I y II) y de orden métrico (2-3 m) donde una incisión inicial corta la unidad de llanura mareal inferior (T.1). Tras ésta se desarrollan los depósitos de relleno de canal (T.2 y T.4), y a continuación las facies de llanura mareal (T.3 y T.5).

El modelo de edad basado en dataciones por radionúclidos (^{14}C , ^{210}Pb y ^{137}Cs) permite enmarcar los depósitos estudiados en el Holoceno, cercanos al último máximo eustático (desde 5,9 ka cal. BP a la actualidad). Las etapas de incisión en la base de las secuencias (5,1 a 4,8 ka cal BP y 2,3 a 2,0 ka cal BP) seguidas por agradación se interpretan en términos de oscilaciones climáticas de alta frecuencia relacionadas con cambios en el aporte de sedimentos y la actividad fluvial. En las unidades de relleno de canal se desarrollan secuencias de escala métrica, lo que indica inestabilidades climáticas menores sobreimpuestas, de escala secular, que dan lugar a cambios en la actividad de los canales.

Las tasas de sedimentación a escala milenaria son de 1.0-1.6 mm a⁻¹, mientras que las tasas de sedimentación para el último siglo son de 5 a 6 veces superiores. Estas diferencias en las tasas de sedimentación se deben al incremento de la influencia humana en épocas recientes relacionado con el crecimiento demográfico, que causa un aumento de las tasas de erosión y aportes por cambios en los usos del suelo (deforestación, incendios, cultivos, construcciones).

Agradecimientos: P. A. I. agradece al M.E.C. y a la Xunta de Galicia la concesión de una beca F. P. U y de una estancia en centros de investigación. Contribución a los proyectos REN2003-02822 MAR y VEM2003-20093-C03-03-(MCYT), PGIDIT06TAM31201PR y PGIDIT05PXIB31201 (XUGA), de los grupos XM1 y XM2 (nº386) de la Universidad de Vigo.

Referencias bibliográficas

- Allen, J.R.L. (2000). Morphodynamics of Holocene salt marshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe. *Quat. Sci. Rev.*, 19, 1155-1231.
- Álvarez-Iglesias, P., Rubio, B. & Pérez-Arlucea, M. (2006). Reliability of subtidal sediments as "geochemical recorders" of pollution input: San Simón Bay (Ría de Vigo, NW Spain). *Estuar. Coastal Shelf Sci.*, 70 (3), 507-521.
- Álvarez-Salgado, X. A., Gago, J., Míguez, B. M., Gilcoto, M. & Pérez, F. F. (2000). Surface waters of the NW Iberian Margin: upwelling on the shelf versus outwelling of upwelled waters from the Rías Baixas. *Estuar. Coastal Shelf Sci.*, 51, 821-837.
- Pérez-Arlucea, M., Filgueira, M., Freijido, M. & Méndez, G. (2000). Parámetros morfométricos e hidrológicos de las cuencas de drenaje y ríos tributarios a la ría de Vigo. Estimación de las variaciones anuales en la cargas en suspensión y en disolución. *J. Iber. Geol.*, 26, 171-187.

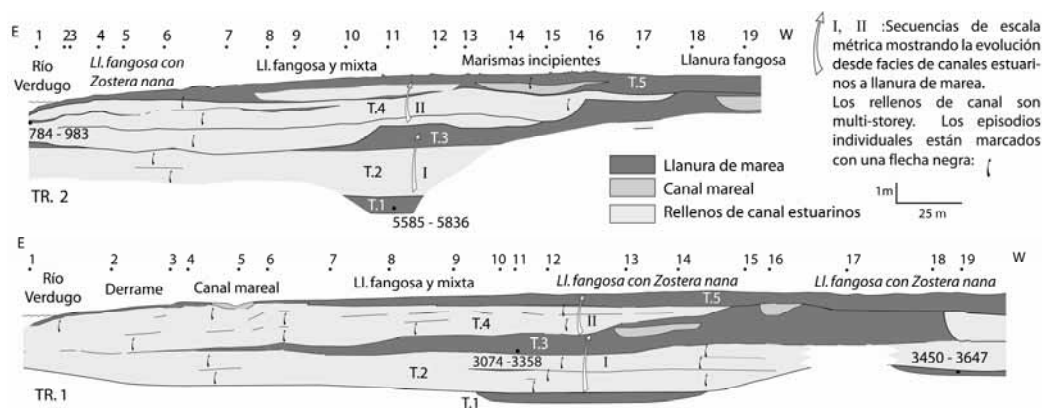


Fig. 2. Esquema de la arquitectura de facies (transectos TR1 y TR2) donde se muestra la localización de los testigos y las edades de las muestras (cal BP).



RASGOS MORFOLÓGICOS Y BIOEROSIVOS EN UN ALTO NIVEL MARINO DEL PLEISTOCENO MEDIO: EL ABRIGO ARQUEOLÓGICO DE LA CABILLILLA DE BENZÚ (CEUTA)

M. Abad (1), L.M. Cáceres (1), J. Rodríguez-Vidal (1), F. Ruiz (1), N. López-González (2), S. Chamorro (3), D. Bernal (4) y J. Ramos (4)

- (1) Dpto. Geodinámica y Paleontología, Facultad CC. Experimentales, Campus del Carmen, Universidad de Huelva. Avd. Tres de Marzo s/n. 21071-Huelva. manuel.abad@dgyp.uhu.es
- (2) Dpto. Geología, Facultad CC. Experimentales, Campus del Carmen, Universidad de Huelva. Avd. Tres de Marzo s/n. 21071-Huelva.
- (3) Instituto de Estudios Ceutíes, Paseo del Revellín, 30. 51080-Ceuta.
- (4) Dpto. Historia, Geografía y Filosofía, Facultad Filosofía y Letras, Universidad de Cádiz, Avd. Dr. Gómez Ulla. 11003-Cádiz.

Abstract (Morphologic and bioerosive features from an old marine highstand: the Cabillilla archaeological shelter, Benzú, Ceuta): The micro-morphologic and bioerosive features, analyzed in the Benzú shelter (Ceuta), allow us to deduce an erosion marine surface elaborated onto dolomite triassic substrate. The *Entobia-Gastrochaenolites* Ichnoassociation and *Entobia* ichnofacies denote high energy coastal or shallow marine environment with low sedimentation rates. Two phases are differentiated in the evolution of these bioerosive structures: the first one defined by great borings of *Gastrochaenolites*, and the second recorded by bioerosive activity of *Entobia* and truncation of both, the previous borings and the cliff surface.

Palabras clave: Bioerosión, socave marino, Pleistoceno Medio, Ceuta.

Key words: Bioerosion, notch, Middle Pleistocene, Ceuta.

El abrigo y cueva de la Cabillilla es un asentamiento arqueológico (Ramos *et al.*, 2003) localizado a una cota de 61 m.s.n.m. (nivel topográfico de 0 m en las excavaciones), en la costa de Benzú, y abierto al oeste hacia la Bahía de la Ballenera y la Sierra de Beni Yunes (Marruecos) (Fig.1). Se excava en dolomías triásicas subverticales, de dirección N-S, de la Unidad de Beni Mesala, perteneciente a las Zonas Internas de la Cordillera del Rif.

La morfología del abrigo presenta un amplio socave (Fig.2), excavado en la horizontal, que corta transversalmente a todas las estructuras geológicas y que muestra varios niveles menores de entalladuras, cueva y plataformas; todas ellas entre las cotas de 59-63 m s.n.m. La pequeña cueva de la Cabillilla, en el interior de este mismo abrigo, muestra un techo labrado con formas erosivas tipo "caja de huevos", con llamativos "pendants" cónicos. Estos micromodelados han sido observados en pequeñas cuevas y abrigos costeros de Gibraltar, asociados con depósitos marinos de cantos rodados. La morfología conjunta de este abrigo se asemeja, en todos sus rasgos, con el aspecto de las morfologías relictas en el vecino acantilado de Ras Yaún (Punta Leona), aunque este último posee una edad más reciente (OIS 5-7, Rodríguez-Vidal y Cáceres, 2005).

La serie estratigráfica que rellena el abrigo está formada por un espesor máximo de 5,5 m de brechas carbonatadas muy cementadas, con costras calcáreas y niveles intercalados de coladas calcíficas parietales. Lateralmente este espesor disminuye hasta casi 1 m, reposando sobre una plataforma subhorizontal. El depósito es muy rico en restos de macrofauna fósil e industria lítica Musteriense del Pleistoceno Medio y Superior. Las dataciones realizadas en estos niveles con U/Th y OSL (Ramos *et al.*, 2003) estiman la edad de unas brechas

basales (nivel arqueológico 2) en 254 ± 17 ka, por lo que la formación erosiva del abrigo sería bastante anterior; es decir, más antigua del estadio isotópico 9. La comparación morfotectónica del registro de los niveles marinos pleistocenos, en ambas costas calizas del Estrecho (Yebel Musa y Gibraltar), sugiere su pertenencia al nivel MTU-4 de Rodríguez-Vidal *et al.* (2004), inmediatamente más antiguo de 250 ka.

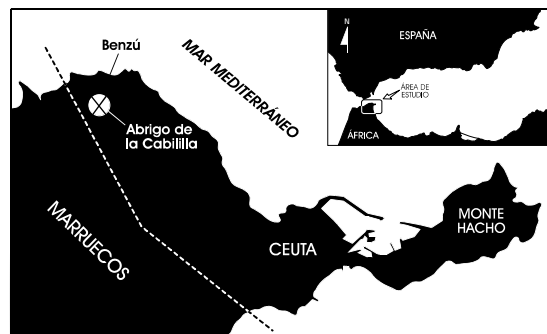


Fig.1. Localización de la zona de estudio.

Las bioerosiones estudiadas se concentran siempre en superficies verticales, dentro de una banda localizada entre 60 y 62 m s.n.m. que coincide, de forma aproximada, con un socave erosivo (*notch*) que delimita la parte media del abrigo (Fig.2B). Generalmente las perforaciones se encuentran muy afectadas por los procesos de alteración y el recubrimiento de espeleotemas, que tapizan las paredes dolomíticas, en ocasiones enmascarándolas por completo. Las bioerosiones mejor representadas se han identificado como correspondientes al icnogénero *Gastrochaenolites*, atribuidas a bivalvos litófagos. Poseen morfologías circulares en planta y semiesféricas o cilíndricas en profundidad, con

diámetros comprendidos entre los 2,5 y 7 cm. Estas perforaciones están acompañadas por perforaciones circulares, de menores dimensiones (milimétricas), que tienden a formar complejos multicamerales complejos en parches, sobreimpuestos a las

biogénicas originales. Dado el mayor rango batimétrico que alcanzan los organismos productores de *Entobia*, es posible que esta fase se haya desarrollado a una profundidad algo mayor que la anterior.

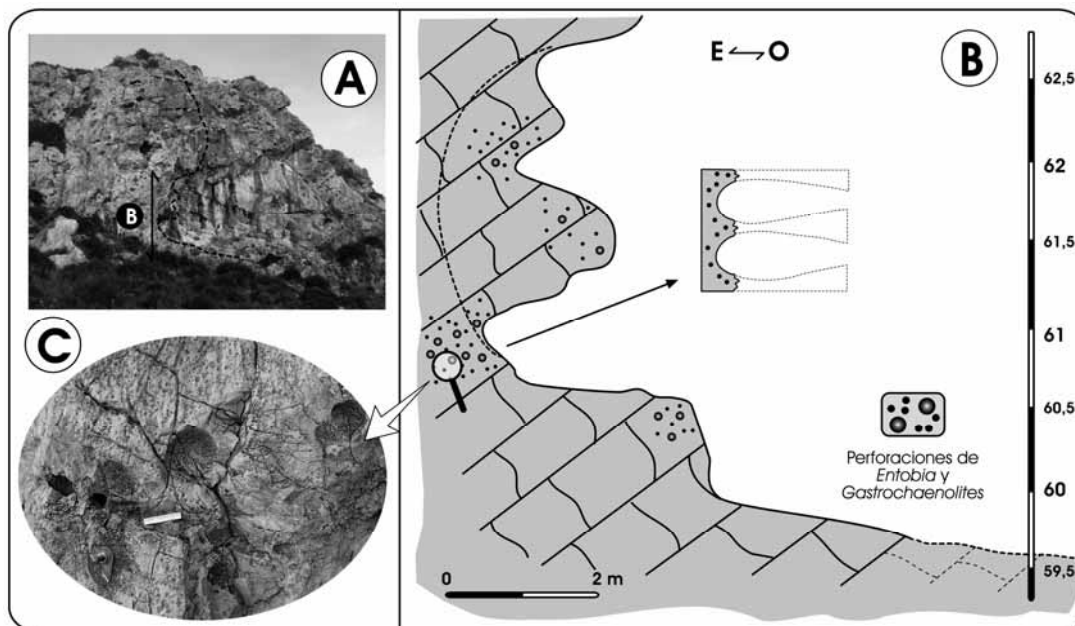


Fig. 2. A. Vista general, desde el oeste, del abrigo de La Cabililla de Benzú, B. Sección morfológica transversal del abrigo, con sus rasgos principales, C. Micromodelados bioerosivos en la entalladura principal, a una cota de 61 m s.n.m. (escala de 5 cm).

estructuras de mayores dimensiones. Estas pequeñas perforaciones han sido identificadas como correspondientes al icnogénero *Entobia*, que registra la acción bioerosiva de esponjas clónidas sobre rocas y sustratos litificados.

A grandes rasgos, la icnoasociación descrita puede incluirse en la icnofacies de *Entobia* (Bromley y Asgaard, 1993) descrita en superficies de paleoacantilados y costas rocosas, con largo tiempo de exposición y tasas de sedimentación no significativas. Estas icnofacies se caracterizan por el dominio de perforaciones de habitación profunda, quedando las estructuras superficiales eliminadas por la acción erosiva del oleaje y de otros organismos. En el caso de estudio, las relaciones de sobreimpresión existentes entre *Entobia* y *Gastrochaenolites* permiten deducir una intensa actividad bioerosiva sobre la superficie de un paleoacantilado que se desarrolló en, al menos, dos etapas:

i) Una primera fase en la que el sustrato fue colonizado por bivalvos litófagos, dando lugar a estructuras del tipo *Gastrochaenolites*. Es probable que sea durante esta etapa cuando se crean los rasgos geomorfológicos más relevantes en el entorno del abrigo (socave erosivo) y que, por tanto, esta fase corresponda al ascenso inicial del nivel del mar y represente un medio intermareal o submareal somero.

ii) Una segunda etapa donde tendría lugar la acción perforante de las esponjas clónidas, que truncarían y destruirían la mayor parte de las estructuras

No es descartable que haya existido una etapa intermedia de somerización, o de mayor acción erosiva que condujese a una abrasión significativa del sustrato. De igual manera, hay que destacar que los procesos posteriores de alteración subaérea de la dolomía han contribuido aún más a suavizar y a enmascarar los rasgos bioerosivos de la roca, dificultando, en gran medida, el análisis de las icnocenosis.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por el proyecto I+D "PalaeoStrait" CGL2006-01412/BTE de la DGI y por el Proyecto "Cartografía de Riesgos Geológicos de la Ciudad Autónoma de Ceuta" del Instituto de Estudios Ceutíes. Es una contribución al IGCP 495.

Referencias bibliográficas

- Bromley, R.G. & Asgaard, U. (1993). Two bioerosion ichnofacies produced by early and late burial associated with sea-level change. *Geologische Rundschau*, 82, 276-280
- Ramos, J., Bernal, D. & Castañeda, V. (Coord.) (2003). *El abrigo y cueva de Benzú en la Prehistoria de Ceuta*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cádiz, Cádiz, 424 pp.
- Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Finlayson, C., Gracia, F.J. & Martínez Aguirre, A. (2004). Neotectonics and shoreline history of the Rock of Gibraltar, southern Iberia. *Quaternary Science Reviews*, 23 (18-19), 2017-2029.
- Rodríguez-Vidal, J. & Cáceres, L.M. (2005). Evidencias morfológicas erosivas de niveles marinos pleistocenos en la costa del Jbel Musa (N. de Marruecos). En: *Cuaternario Mediterráneo y poblamiento de Homínidos* (J. Rodríguez-Vidal, C. Finlayson & F. Giles, eds.). Gibraltar Museum & AEQUA, Gibraltar (U.K.), 48-49.



DETERMINACIÓN GEOFÍSICA DEL ESPESOR DE ARENAS EN LA RESERVA DUNAR DE MASPALOMAS. (SUR DE GRAN CANARIA. ISLAS CANARIAS).

J. Alcántara-Carrió (1), A. Fontán (1), L. Cólliga (2), J.A. Álvarez(2), J.M. Poveda (3) y M.A. Peña (4)

- (1) Instituto de investigación en Medio Ambiente y Ciencia Marina. Universidad Católica de Valencia. C/ Guillem de Castro 94. Valencia 46003. javier.alcantara@ucv.es, angela.fontan@ucv.es.
 (2) INEMA Ingenieros Asesores. C/ Santa Genoveva Torres, 30. Valencia 46019. mineria@inema.net.
 (3) Regional Geodata Air C/ Panamá – Pol. Costa Sur 8. Santa Cruz de Tenerife 38009. jpoveda@geodata.canarias.org.
 (4) Cabildo Insular de Gran Canaria. C/ Prof. Agustín Millares Carló 1. Las Palmas G.C. 35003. mapena@grancanaria.com.

Abstract (Geophysical determination of sand thickness in Maspalomas dune field, south of Gran Canaria, Canary Island): Thickness of Maspalomas dune field has been determined by combination of several geophysical techniques. Present high resolution topography of sand sheet, dune and interdune areas have been obtained from a fotogrametric flight in January '06 with a 1:3,500 scale. Thus, a digital terrain model (MDT) with a 1:500 scale and 4x4 m grid have been designed. Geological contacts between aeolian sand and lower materials have been determined from 4,505-m lines of Seismic refraction and electrical resistivity tomography. Main geological contacts have been defined, between dry sand ($V_p < 650$ m/s; 50 to 3000 ohm-m), wet and semi-compacted sand ($650 < V_p < 1500$ m/s; 0 to 4 ohm-m), alluvial materials ($1500 < V_p < 4000$ m/s; 10 to 300 ohm-m), and volcanic basement ($V_p > 4000$ m/s; 100 to 5000 ohm-m).

Palabras clave: Velocidades sísmicas, resistividad eléctrica, fotogrametría, geoide.

Keywords: Seismic velocities, electrical resistivity, fotogrametry, geoid.

La disponibilidad de arena en los ambientes dunares costeros es útil tanto para el estudio de la evolución geomorfológica y tendencia sedimentaria actual de dichos ambientes, como para aspectos de gestión de usos en estos espacios costeros. Dicha disponibilidad de arena ha sido frecuentemente determinada mediante la parametrización de las dimensiones dunares (Wasson y Hide, 1983) o la caracterización de los sedimentos eólicos superficiales (Alcántara-Carrió y Alonso, 2001). No obstante, el actual desarrollo de las técnicas de teledetección ha permitido un notable avance en los estudios topográficos y cartográficos de estos medios costeros (Ojeda, 2000).

La Reserva Natural Especial de las dunas de Maspalomas se encuentra al sur de la Isla de Gran Canaria y conforma junto con las playas de Maspalomas y El Inglés un único y complejo sistema litoral. Los estudios realizados en los últimos años han mostrado una clara tendencia erosiva del sistema dunar en los últimos 40 años y transformaciones en el sistema debido a interacciones humanas, paralización del sedimento, o el amplio desarrollo de la vegetación con un aumento de las superficies interdunares de deflación eólica (Hernández, 2002).

En este estudio se aborda por primera vez la determinación de la potencia de arenas y cartografía de alta resolución de la topografía del sistema dunar de Maspalomas. Para ello, se ha realizado la combinación de diferentes técnicas geofísicas junto con un vuelo aéreo fotogramétrico realizado en el pasado mes de enero de 2006 mediante el cual se obtuvo una topografía de alta resolución de los mantos eólicos, dunas y zonas interdunares con una escala 1:3,500. Posteriormente se ha aplicado el modelo de ondulación del geoide para diseñar un modelo digital del terreno (MDT) con una escala

1:500 y una malla de 4x4 m. La altura máxima que presentan las dunas es 25,10 m.s.n.m. (Fig.1).

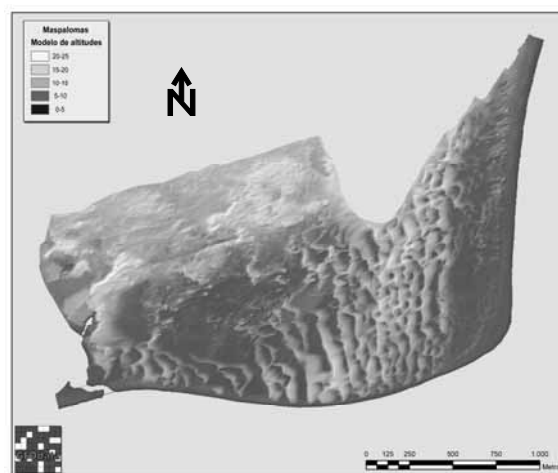


Fig. 1. Modelo del terreno de Maspalomas (2006)

La profundidad de los contactos entre arenas eólicas y los materiales subyacentes han sido determinados a partir de 4.505 m de perfiles geofísicos registrados durante los meses de marzo y septiembre de 2006, situados principalmente a lo largo de las zonas interdunares y los mantos eólicos.

Las técnicas de refracción sísmica y tomografía eléctrica han sido empleadas para las zonas interiores y próximas a la costa respectivamente (Fig.2). El posicionamiento y la topografía de los perfiles se midieron mediante GPS diferencial.

Las velocidades sísmicas han sido calibradas mediante un sondeo sísmico de 11.7 m de profundidad, a lo largo del cual se identificó la presencia de materiales eólicos, aluviales y del

basamento volcánico. De este modo han sido definidos cuatro contactos geológicos principales, entre arena seca ($V_p < 650$ m/s; 50 a 3000 ohm·m), arena húmeda y semicompactada ($650 < V_p < 1.500$ m/s; 0 a 4 ohm·m), material aluvial ($1.500 < V_p < 4.000$ m/s; 10 a 300 ohm·m), y basamento volcánica ($V_p > 4.000$ m/s; 100 a 5.000 ohm·m).

Finalmente, se ha determinado que la potencia de las arenas eólicas en las zonas interdunares o de manto eólico varía por término medio entre los 0 y 10 m de espesor.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por el proyecto "Observatorio Dunas 2006" del Cabildo Insular de Gran Canaria.

Referencias Bibliográficas

Alcántara-Carrió, J. & Alonso, I. (2001) Aeolian sediment availability in coastal areas defined from sedimentary parameteris. Application in a case study in Fuerteventura. *Scientia Marina*, 65 (Suppl 1.), 7-20.
 Hernández, L. (2002). *Análisis de la evolución del sistema de dunas de Maspalomas, Gran Canaria, Islas Canarias*. Tesis Doctoral inédita. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria., 408 pp.
 Ojeda, J. (2000). Métodos para el cálculo de la erosión costera. Revisión, tendencias, y propuesta. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 30, 103-118.
 Wasson, R.J. & Hyde, R. (1983). Factors determining desert dune type. *Nature*, 304, 337-339.

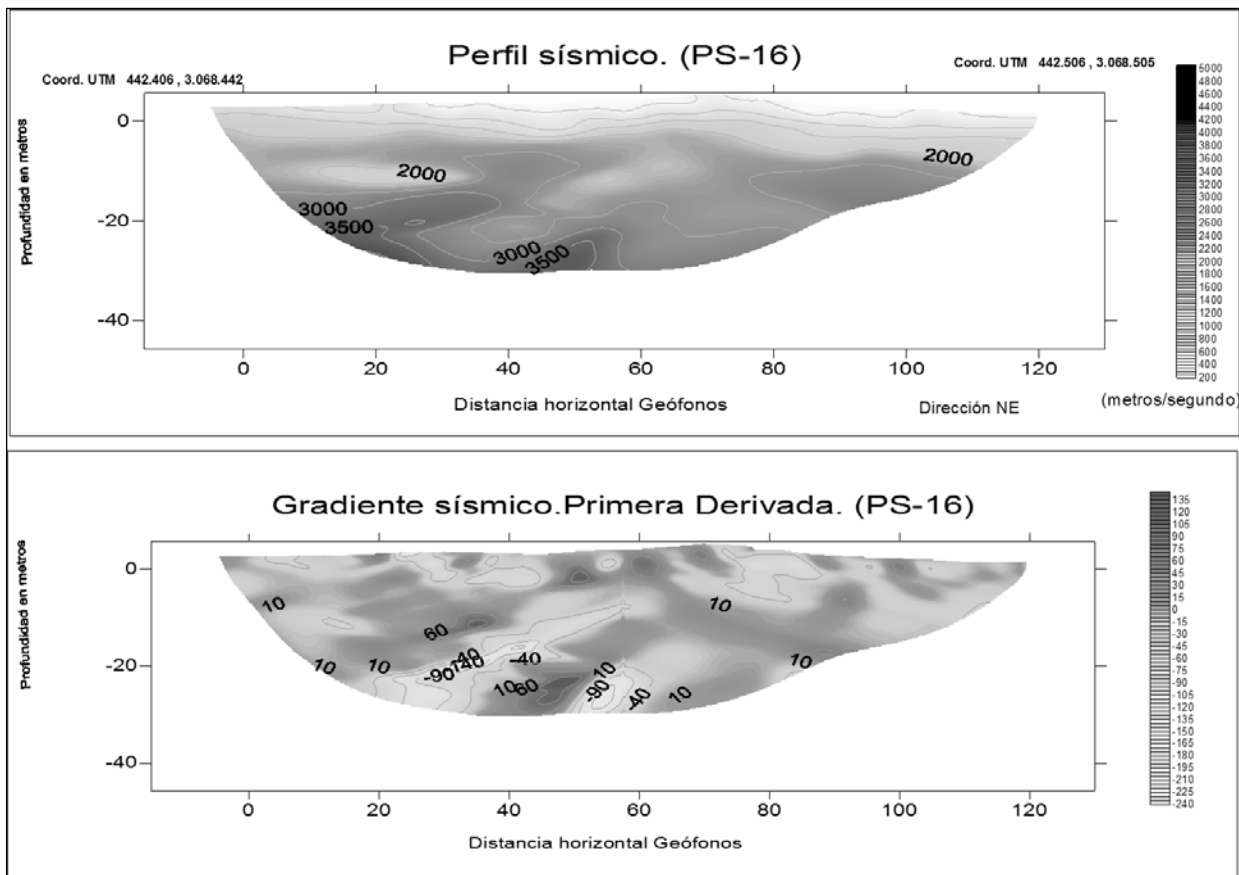


Fig.2. Perfil de sísmica de refracción en zona interdunar interior. Velocidades sísmicas (sup.) y gradiente de velocidades (inf.)



MORFOLOGÍA SEDIMENTARIA RELICTA DE LOS PROCESOS FLUVIALES Y COSTEROS RECIENTES EN EL DELTA DEL EBRO

A. Barnolas (1), M.A. Perucha (1), L. Antón-López (1) y A. Sevillano (2).

(1) Dirección de Geología y Geofísica. IGME. C/ La Calera 1, 28760-Tres Cantos. a.barnolas@igme.es

(2) Oficina IGME. Administración Periférica del Estado, Ciudad Querétaro, s/n, 07007- Palma de Mallorca.

Abstract (Sedimentary features of coastal and fluvial processes in the recent evolution of the Ebro delta): The Ebro Delta is under the influx of drastic changes on the river flow regime induced by humans as a consequence of the river damming. Also, the morphology of its delta plain has been deleted in recent years due to the progression of its cultivated surface. The geomorphologic analysis of an 1:5000 scale ortofoto map obtained in 1927 (CHE), prior to the main recent changes occurred in the delta flow regime and delta plain morphology, allows us to reconstruct the main fluvial and marine sedimentary processes involved in the delta growth during the last three centuries.

Palabras clave: delta del Ebro, Holoceno, geomorfología costera

Key words: Ebro delta, Holocene, coastal geomorphology

Actualmente el delta del Ebro se halla en una fase de regresión notable inducida por las drásticas modificaciones antrópicas que han sido realizadas, desde finales del siglo XIX, en el medio fluvial. Como resultado de estas actuaciones, se constata una importante disminución en el caudal del río Ebro, la laminación de las avenidas, y la casi absoluta desaparición de la carga sólida transportada por el río en su tramo inferior (Varela *et al.*, 1986; Guillén y Palanques, 1992). La ausencia de aportes sedimentarios de origen fluvial y la regulación del régimen fluvial han hecho desaparecer a este agente como constructor de morfología deltaica. En consecuencia, solo la dinámica costera (oleaje y deriva litoral) intervienen en la modelación actual del delta.

Por otra parte la ocupación humana del delta, que se inició a finales del siglo XVIII, favorecida por la progresiva regulación del río Ebro y la puesta en funcionamiento de los canales de regadío, ha ido borrando paulatinamente los rasgos geomorfológicos originales en la llanura deltaica. Este hecho se vio incrementado a partir de la segunda mitad del siglo XX por la mecanización del campo y la intensificación del cultivo de arroz. Actualmente, apenas es reconocible ningún rasgo geomorfológico original en la llanura deltaica (Fig.1).

Sin embargo, las primeras fotografías aéreas existentes del delta del Ebro permiten un análisis de la morfología sedimentaria de sus depósitos y en consecuencia, interpretar los procesos fluviales y costeros que los generaron. En especial las fotografías aéreas de 1947 y 1963 fueron un elemento esencial en la caracterización morfosedimentaria del delta (Maldonado y Riba, 1971; Maldonado, 1972). La distribución reciente por la Confederación Hidrográfica del Ebro de un ortofotomapa a escala 1:5.000 obtenido en 1927 permite mejorar el conocimiento de los procesos sedimentarios originales, que se han visto drásticamente alterados por la acción antrópica sobre el curso fluvial, en especial a partir de los años 60, y que ha provocado un significativo cambio en la

morfología del delta (Maldonado, 1972; Jiménez *et al.*, 1997).



Fig.1. Imagen LANSAT actual del delta del Ebro.

Evolución reciente del delta del Ebro (1700-1927)

Desde inicios del siglo XVIII, tras el abandono del cauce del Riet Fondo, el río Ebro ha progresado en su delta por el lóbulo central (ver Barnolas *et al.*, 2004). No hay un conocimiento preciso de la evolución del lóbulo central pero, con el análisis geomorfológico de la ortofoto de 1927, la evolución inmediatamente posterior (fotografía aérea de 1947 y posteriores), el registro de crecidas en su curso bajo, y la información de campo sobre las inundaciones y sus efectos en la llanura deltaica (Dobby, 1936), recogida con anterioridad a la drástica modificación antrópica del régimen fluvial, podemos conocer con bastante precisión los procesos fluviales, su interacción con los procesos costeros y recomponer aproximadamente la evolución del lóbulo central.

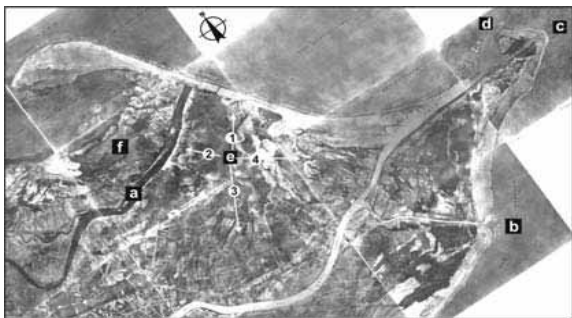


Fig. 2. Fragmento del ortofotomapa de 1927 (Confederación Hidrográfica del Ebro). a) Riet Fondo, b) Gola de Migjorn, c) Gola Nord; d) antigua desembocadura por rotura del levee izquierdo similar a la actual, e), 1 washover fan en la balsa de la Arena; 2, 3 y 4, lóbulos de crevasse colmatando las antiguas zonas húmedas por rotura de los levees del río.

En el lóbulo central se reconocen dos cauces principales que dan lugar a las desembocaduras conocidas como Gola Nord (en el cabo de Tortosa) y la Gola de Migjorn, inmediatamente al sur. Ambos cauces delimitan a la isla de Buda y han sido difluentes hasta las intervenciones antrópicas sobre los mismos con posterioridad a 1927. La desembocadura actual, conocida como Goleró de Sorrapa, es relativamente reciente y se abrió tras la inundación de 1937 (Maldonado, 1977) por rotura del dique natural (*levee*) izquierdo del río en su progresión mar adentro. Durante unos años se mantuvo la difluencia con el cauce principal (Gola Nord) pero la ausencia de grandes avenidas y la acción antrópica terminaron por cerrar definitivamente la Gola Nord. La imagen de 1927 muestra una desembocadura anterior, muy similar a la actual pero en una posición más oriental, que fue completamente erosionada con posterioridad a 1927 (Barnolas *et al.*, 2004).

Procesos fluviales y costeros en la evolución reciente del delta del Ebro (1700-1927)

La morfología fluvial del delta del Ebro, preservada en la ortofoto de 1927 estuvo controlada por las oscilaciones climáticas ocurridas desde el Óptimo Climático Medieval hasta nuestros días (Barnolas *et al.*, 2004). En las épocas de enfriamiento el río desarrolló grandes meandros con tendencia al encajamiento. Por el contrario en los períodos más cálidos el río tendió a cursos más rectilíneos y al desarrollo de *levees* naturales en sus márgenes (agradación). En ambos casos la progradación en las áreas de desembocadura está bien documentada en

el registro histórico. La erosión de los lóbulos abandonados está en relación con el origen de los sistemas de flechas y cordones litorales. Estos delimitaban áreas de marismas y puertos naturales cuya colmatación se producía por los aportes sedimentarios a través de lóbulos de *crevasse* por la rotura de *levees* naturales durante las avenidas o por lóbulos de *washover*, ocasionados por la rotura de los cordones litorales durante las grandes tormentas marinas.

La orientación de las desembocaduras y de los diferentes sistemas sedimentarios costeros con relación al mar condicionó su fragilidad frente a la erosión y el patrón sedimentario resultante (Fig. 2). Así, la orientación de las desembocaduras hacia el sur y sureste, protegida de la deriva litoral y orientada frente a los temporales de levante, favoreció el desarrollo de los *cheniers* arenosos de la zona de desembocadura de la Gola de Migjorn. Por el contrario, en áreas expuestas al norte y noreste, se vieron más afectadas por la erosión producida por la deriva litoral, de norte a sur, y por lo tanto sus sistemas más vulnerables a los eventos meteorológicos extremos (avenidas y tormentas marinas) con la ruptura de los mismos.

Referencias bibliográficas

- Barnolas A., Maestro A., Perucha M.A., Somoza L., Antón-López L., Arasa A., Martín-Alfageme S. & Sevillano A. (2004). Avulsiones históricas en el delta del Ebro. *Geotemas*, 6, (5), 81-84.
- Dobby E.H.G. (1936). The Ebro Delta. *Geographical Journal*, 87, 455-474.
- Guillén, J. & Palanques, A. (1992). Sediment dynamics and hydrodynamics in the lower course of a river highly regulated by dams: the Ebro River. *Sedimentology*, 39, 567-579.
- Jiménez, J.A., Sánchez-Arcilla, A.; Valdemoro, H.I.; Gracia, V. & Nieto, F. (1997). Processes reshaping the Ebro delta. *Marine Geology*, 144, 59-79.
- Maldonado, A. (1972): El delta del Ebro. Estudio sedimentológico y estratigráfico. *Bol. de Estratigrafía*, 1, 474 pp.
- Maldonado, A. (1977). Introducción geológica al delta del Ebro. *Treb. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 8, 7-45.
- Maldonado A. y Riba O. (1971). El delta reciente del río Ebro: descripción de ambientes y evolución. *Acta Geol. Hisp.*, VI (5), 131-138.
- Varela, J.M., Gallardo, A. & López, A. (1986). Retención de sólidos por los embalses de Mequinenza y Ribarroja: efectos sobre los aportes del Delta del Ebro. En: *El sistema integrado del Ebro: cuenca, delta y medio marino*. Gráficas Hermes, 203-219.



BARRAS Y ONDULACIONES HOLOCENAS EN LA PLATAFORMA CONTINENTAL DE TARRAGONA (NE PENÍNSULA IBÉRICA)

M.C. Fernández-Puga (1), L.M. Fernández-Salas (1), V. Díaz del Río (1), J.L. Sanz (2), M. Sayazo (1), D. Palomino-Cantero (1)

- (1) Instituto Español de Oceanografía. Centro Oceanográfico de Málaga. Puerto Pesquero s/n. 29640 Fuengirola, Málaga. carmen.fernandez@ma.ieo.es
 (2) Instituto Español de Oceanografía. C/ Corazón de María nº 8, 28002 Madrid

Abstract (Holocene bars and undulations of the Tarragona continental shelf, NE Iberian Peninsula): The recent configuration of the tarraconian shelf is strongly influenced by numerous delta depositional systems. The study area is located off Torredembarra. Numerous morphologies have been identified by means of multibeam bathymetry mosaic and very high resolution seismic reflection profiles. The main morphologies observed along the are bars and undulations with a orientation SE-NW. The bars are related to ancient coastline and to erosional processes. The undulations are sedimentary morphologies development above relict relieves related to bars or transgressive bodies. At present, all these shallow bedforms are modelled and supported by the local currents towards SW.

Palabras clave: Plataforma continental catalana, Holoceno, barras, ondulaciones

Key words: Catalanian continental shelf, Holocene, bars, undulations

Introducción

La configuración de la plataforma continental catalana se encuentra muy influenciada por los depósitos prodeltaicos cuaternarios provenientes de la desembocadura de numerosos cauces fluviales de diferente entidad. Esta plataforma se caracteriza además por la influencia de los procesos dinámicos y por los cambios del nivel del mar durante el Holoceno.

La zona de estudio se localiza entre las localidades de Torredembarra y Calafell, en el cuadrante comprendido entre las longitudes 1.40° E y 1.60° E y las latitudes 41.14° N y 41.01° N. Este sector de la plataforma se desarrolla en el entorno del delta del Río Foix, y de la depresión del Bajo Penedés.

La franja sumergida estudiada se localiza entre la línea de costa y el borde de la plataforma, el cual se sitúa a 135 m de profundidad y a 12 km de la costa (Checa *et al.*, 1988; Díaz del Río *et al.*, 2004). Las masas de agua que se dirigen hacia el SO, provienen del giro ciclónico de la corriente Liguro-Provenzal en el Mediterráneo noroccidental, con velocidades en torno a los 5 cm s⁻¹ (Arnau *et al.*, 2004).

El marco geológico queda definido al oeste por el Macizo de Benastre-Montmell, formado por materiales triásicos y jurásicos. La parte meridional de este Macizo, correspondiente a la zona litoral, queda cubierto con depósitos holocenos y afloramientos puntuales de material Mioceno compuesto por calcarenitas. Estos materiales deforman el fondo de la plataforma entre los 7 y 25 m de profundidad, al igual que la depresión del Bajo Penedés, que forma parte del sector oriental de este estudio.

El objetivo de este trabajo es describir una serie de barras y ondulaciones recientes que se desarrollan a lo largo de la plataforma y explicar su equilibrio con

el medio durante el Holoceno. Morfologías similares con diferentes orígenes son estudiadas por varios autores en ambientes deltáicos en diversos lugares del mundo (Cattaneo *et al.*, 2003, Park *et al.*, 2003).

Metodología

Para la realización de este trabajo se han utilizado perfiles de sísmica de muy alta resolución obtenidos con Sonda Paramétrica (TOPAS), junto con un barrido completo realizado con sonda multihaz (EM-3000D) que se obtuvieron durante el año 2002 como parte de las actividades desarrolladas en el Proyecto ESPACE ejecutado por el Instituto Español de Oceanografía (IEO). Para la interpretación de estos perfiles se ha utilizado el programa de interpretación digital Kingdom Suite y posteriormente se ha incorporado a una base de datos SIG para su tratamiento espacial. Se dispone de un mosaico con una superficie total de 650 km² barrida con sonda multihaz y de 530 km de perfiles de sísmica de muy alta resolución (TOPAS).

Rasgos morfológicos y sísmicos de las barras y ondulaciones

Mediante la combinación de los rasgos morfológicos observados sobre el mosaico batimétrico de sonda multihaz y la interpretación de los perfiles de TOPAS, podemos conocer el origen y la evolución de una serie de formas holocenas asociadas al Sistema Deltaico del Río Foix.

En la caracterización del fondo a lo largo de la plataforma, destacan la presencia de dos tipos de morfologías que, aunque puedan presentar características similares, se han formado al amparo de diferentes cuerpos relictos. Una vez identificadas estas formas, se han clasificado de la siguiente manera:

Barras. Se identifican tres sistemas cuyas posiciones en función de la profundidad son 15, 20 y

50 m y presentan una dirección ENE-OSO, siguiendo una orientación subparalela a la línea de costa. La longitud de cada unidad, observadas de menor a mayor profundidad, es: 2.5, 4.7, y 6.2 km respectivamente. La anchura de estas unidades es bastante homogénea, varía entre 120 y 130 m sobresaliendo hasta 4 m. Sísmicamente presentan una respuesta muy reflectiva y se distinguen reflectores internos.

Ondas. A lo largo de toda la plataforma se destaca el desarrollo de cuatro campos de ondulaciones. Se ha realizado una clasificación en función de la morfología infrayacente de forma que se distinguen dos tipos de ondas:

Ondas dispuestas sobre barras consolidadas. Se diferencian tres campos de ondas de estas características. El primer campo consta de siete barras localizadas entre los -25 y -30 m. Presentan una orientación ESE-ONO. La longitud lateral oscila entre 1570 y 2400 m y la longitud de onda va aumentando de 300 m en la zona más profunda, hasta los 750 m en las zonas más someras. Estos relieves tienen una anchura bastante homogénea, en torno a 380 m, y una altura de 1 m aproximadamente. Sísmicamente se trata de cuerpos transparentes que están apoyados sobre cuerpos con la superficie muy irregular y reflectiva. El segundo campo lo forma una sola onda de forma arqueada en planta que se sitúa al SE del anterior, a unos 65 m de profundidad. El eje presenta una dirección NE-SO en la parte oriental de la estructura y pasa a ser ESE-ONO en la parte occidental. Presenta una longitud total de 7150 m y una anchura que varía desde 280 m en la parte oriental a 140 m en la parte occidental y con alturas que pueden superar los 3 m. La respuesta sísmica es la de una superficie transparente que se forma sobre una superficie irregular y de muy alta reflectividad y en la que no se distinguen reflectores internos. Un tercer campo de cinco ondas se desarrolla en la plataforma media, a 70 m de profundidad y en disposición SE-NO. La longitud lateral varía entre 900 y 2500 m, la distancia entre las crestas fluctúan entre 420 y 630 m. Todas ellas tienen una anchura de 400 m y un relieve cuyo rango varía entre 0.5 y 1 m. Las características sísmicas son muy similares al grupo anterior.

Ondas dispuestas sobre depósitos transgresivos de plataforma externa. Este conjunto está formado por un conjunto de nueve ondulaciones situadas entre los 82 y 100 m de profundidad, todas ellas en dirección SE-NO. El rango en las longitudes laterales de estas ondas es muy amplio, variando entre 950 y 3950 m, con una distancia entre crestas que puede variar entre 260 y 815 m. La anchura de estas formas está entre 300 m y 470 m y pueden alcanzar hasta 2 m de altura. Morfologías con características muy similares han sido descritas en la plataforma externa granadina frente al Río Verde (Lobo *et al.*, 2006).

Importancia de las condiciones hidrodinámicas en la formación de barras y ondulaciones

De los resultados de este estudio se destaca que la existencia de barras a diferentes profundidades, que pueden estar fosilizadas por sedimentos recientes o

pueden estar aflorantes, es un factor clave en la formación de las ondas en la superficie del fondo junto a la dinámica de las corrientes predominantes en la zona. En el caso del afloramiento de las barras de material consolidado en la plataforma interna, puede estar relacionado con un mayor grado de erosión en esta zona. Este proceso se encuentra favorecido por la influencia del oleaje en épocas de tormentas, que puede erosionar fondos localizados entre 20 y 25 m de profundidad (Hernández-Molina *et al.*, 2000) y por la propia pendiente de la plataforma interna, que puede favorecer que los sedimentos se desplacen hacia la plataforma media. Todo el conjunto de barras, aflorantes o no, se asocian a diferentes barras costeras edificadas durante la última transgresión del nivel del mar.

El hecho de que todas las ondulaciones se desarrollen sobre antiguas barras o sobre depósitos transgresivos, y que presentan una dirección perpendicular a la dirección de la corriente, destacan el papel principal que juegan las condiciones hidrodinámicas y la paleobatimetría en la génesis de las morfologías objeto de estudio. Así, los antiguos depósitos transgresivos han funcionado como barreras en el transporte sedimentario.

Como conclusión podemos decir que en la configuración actual de la plataforma continental septentrional de Tarragona destacan una serie de barras y ondulaciones cuya génesis es el resultado de la combinación de factores hidrodinámicos, de la paleobatimetría y del aporte de sedimentos.

Agradecimientos: Este trabajo es consecuencia del proyecto ESPACE ejecutado por el I.E.O. y financiado por la Secretaría General de Pesca Marítima (MAPA). Agradecemos a la tripulación del buque Teresa Rosa y a los técnicos de Tragsatec su participación en las campañas para la adquisición de los datos.

Referencias bibliográficas

- Arnau, P., Piquete, C. & Canals, M. (2004). River mouth plume events and their dispersal in the northwestern Mediterranean Sea. *Oceanog.*, 17, 22-31.
- Cattaneo, A., Correggiari, A., Langone, L. & Trincardi, F. (2003). The late-Holocene Gargano subaqueous delta, Adriatic shelf: Sediment pathways and supply fluctuations. *Mar. Geol.*, 193, 61-91.
- Checa A., Díaz, J.I., Farrán, M. & Maldonado, A. (1988). Sistemas deltaicos holocenos de los ríos Llobregat, Besós y Foix: modelos evolutivos transgresivos. *Acta Geol. Hisp.*, 23, 241-255.
- Díaz del Río, V., Fernández-Salas, L.M., Sanz, J.L. & Tello, O. (2004). Very high resolution seismic signature of the Holocene Foix delta system (NE Iberian Peninsula, Western Mediterranean). *Rapp. Comm. Int. Mer Médit. (CIEM)*, 37, 22.
- Hernández-Molina, F.J., Fernández-Salas, L.M., Lobo, F., Somoza, L., Díaz del Río, V., & Alveirinho Dias, J.M. (2000). The infralittoral prograding wedge: A new large-scale progradational sedimentary body in shallow marine environments. *Geo-Mar. Lett.*, 20, 109-117.
- Lobo, F.J., Fernández-Salas, L.M., Moreno, I., Sanz, J.L. & Maldonado, A. (2006). The sea-floor morphology of a Mediterranean shelf fed by small rivers, northern Alboran Sea margin. *Cont. Shelf Res.*, 26, 2607-2628.
- Park, S.-C., Han, H.-S. & Yoo, D.G. (2003). Transgressive sand ridges on the mid-shelf of the southern sea of Korea (Korea Strait): formation and development in high-energy environments. *Mar. Geol.*, 193, 1-18.



SEDIMENTACIÓN Y VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR EN LA COSTA DE CASTELLÓN DURANTE EL HOLOCENO

J.F. Mediato (1), J.I. Santisteban (2), R. Mediavilla R. (1) y C.J. Dabrio (2)

(1) Dirección de Geología y Geofísica. Instituto Geológico y Minero de España. C/ Calera, 1. 28760 - Tres Cantos, Madrid. jf.mediato@igme.es; r.mediavilla@igme.es

(2) Dpto. de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid, c/ José Antonio Novais s/n. 28040 - Madrid. juancho@geo.ucm.es; dabrio@geo.ucm.es

Abstract (Holocene sediments and sea level changes at Castellon coast): The coastal plain of Castellón, in the Spanish Mediterranean coast, consists of Holocene wetland deposits that overlie late Pleistocene alluvial deposits, it was around 7000-6500 cal BP when the wetland environments reached their maximum extent. Coupled interpretation of the sedimentological and geochemical features of these deposits reveals a strong relation between these features and the sea level variations during the Holocene. Thus, during the periods of rise sea level there is an expansion of wetland and an increase of the aquatic plants, charophyceae. On the other side, during lower sea levels, groundwater levels drop and therefore depth and extent of the wetlands fall, resulting on peat formation. The model of sedimentation obtained for the wetland of Almenara has allowed us to distinguish the different oscillations from the Mediterranean Sea for last 7000 yr. So, we have recognized four moments of relative sea level rise ca. 5300 BP, 3500 BP, 2000 BP, and 850 BP. Similar variations are recognized in coastal plains and deltas of western and central Mediterranean.

Palabras clave: Castellón; sondeos; cambios del nivel del mar; análisis sedimentológico y geoquímico.

Key words: Castellon; cores; sea level change; sedimentologic and geochemical analysis.

La estrecha relación que existe entre los sistemas de humedales costeros y el nivel del mar confieren a estos humedales un gran valor para el estudio de las variaciones del nivel del mar durante época reciente. En la última década se han realizado numerosos estudios, en los humedales costeros de todo el mundo, con el objetivo reconocer las variaciones eustáticas a lo largo del Holoceno (Cearreta *et al.*, 2003; Long *et al.*, 2006). Dichos trabajos se basan, fundamentalmente, en el análisis litoestratigráfico y paleontológico de los depósitos costeros y son muy escasos los estudios donde se utiliza el análisis geoquímico combinado con los estudios litoestratigráficos para definir las variaciones del nivel del mar.

El presente trabajo propone un modelo de sedimentación de los humedales costeros de la zona de Castellón para el Holoceno, a partir del análisis sedimentológico y geoquímico. Este modelo relaciona los distintos subambientes lacustres con la posición relativa del nivel del mar, de tal manera que, los cambios ambientales que se han producido dentro de los humedales a lo largo del Holoceno van a permitir reconocer las variaciones del nivel del mar durante este periodo.

La zona de estudio se encuentra ubicada en las llanuras costeras de Sagunto y Castellón que se originaron durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior (Fontboté *et al.*, 1990), a partir de estructuras de graben creados por fallas de orientación NE-SW, atravesadas por estructuras de orientación Ibérica E-W (Simon, 1984). Dicha depresión fue rellenada por materiales del Plioceno y Cuaternario, los cuales en su mayoría están constituidos por depósitos aluviales (Goy, 1978; Perez Cueva, 1979). A partir de la morfología dejada por los abanicos pleistocenos unido a la erosión que se produjo durante la caída del nivel del mar del Último Periodo Glacial, favoreció

el desarrollo de una serie de valles, los cuales durante el posterior ascenso y estabilización del nivel del mar ocurrido durante el Holoceno, se fueron rellenando por los diferentes depósitos litorales (Mediato y Santisteban, 2006), al igual que ocurre en otras zonas litoral español (Zazo *et al.*, 1994; Dabrio *et al.*, 2000).

Durante las fases iniciales del Holoceno la costa se configuraba en dos bahías, una en Benicassim y otra situada en las proximidades de Barrio Mar. Los depósitos encontrados en estas bahías están constituidos primordialmente por barras submarinas y *lagoons* (Mediato *et al.*, 2006). En las zonas continentales los depósitos se caracterizan por una sedimentación aluvial e inicio de la sedimentación lacustre (turbas).

El momento de máxima inundación (7.000 – 6.500 cal BP) es observado en toda la zona de estudio a partir del cambio de la tendencia general transgresiva a una tendencia regresiva. Durante dicho periodo, se produce la máxima expansión de los humedales. Tras este máximo transgresivo, y como consecuencia de la estabilización y descenso del nivel del mar, se produce la progradación de los sistemas costeros, que está constituidos primordialmente por los depósitos lacustres. La alimentación hídrica de estos humedales durante el Holoceno es básicamente subterránea (López-Buendía *et al.*, 1999).

El análisis geoquímico y sedimentológico de los depósitos lacustres, constituidos básicamente por turbas, fangos carbonatados y niveles de caráceas, muestran durante los periodos de nivel del mar alto un aumento de la profundidad de lámina de agua y expansión de los distintos humedales. Dichos ascensos del nivel freático se reconocen por el aumento de la oxigenación de la lámina de agua y

aumento de la productividad de las caráceas. Geoquímicamente, estos periodos se reconocen por la elevación de la componente constituida por el Ca, C inorgánico y Mn, que se asocian al aumento de la precipitación biogénica del carbonato, y al incremento en la formación de coloides de Mn.

Durante los periodos de descenso del nivel mar, existe un descenso del nivel freático que conlleva un aumento de los nutrientes, condiciones reductoras y formación de turbas. Si el descenso es muy acusado la lámina de agua puede desaparecer, favoreciendo la precipitación de minerales evaporíticos, e incluso es posible que lleguen aportes detríticos de las áreas circundantes. El análisis estadístico de los datos geoquímicos muestran que estos periodos de descenso del nivel del mar se corresponden a un aumento de la componente orgánica (C orgánico y S), la componente salina (Na), componente redox (Fe y Mn) y la silicilástica (Si, Al, Ti, K y Mg).

La integración de los resultados geoquímicos con el análisis de facies nos ha permitido reconstruir las variaciones del nivel del mar de esta área para los últimos 7.000 años. Así, después del máximo transgresivo se reconoce un nuevo ascenso del nivel del mar en torno a los 5.300 BP, coincidiendo con un aumento de los fangos carbonatados y las caráceas en los humedales, y con la entrada de niveles marinos en la zona de Almenara, que corresponden a una serie de *washover fan*.

Los periodos de ascensos del nivel del mar se producen de forma rápida y son seguidos de periodos de estables o de ligero descenso lento. Así, se reconocen otros tres momentos donde el nivel del mar es alto (ca. 3.500 BP, ca. 2.000 BP, y ca. 850 BP), y que en general, coinciden con tramos de fuerte desarrollo de caráceas, en algunos casos formando niveles constituidos únicamente por dichas plantas acuáticas.

Agradecimientos: Este trabajo se ha llevado a cabo gracias al apoyo y financiación del Instituto Geológico y Minero mediante una beca de tesis doctoral al primero de

los firmantes, y al soporte económico del proyecto del MEC (CGL2005 – 06458-CO2-01/HID).

Referencias bibliográficas

- Cearreta A., Cachão M., Cabral M.C., Bao R. & Ramalho M.J. (2003). Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons 2: microfossil multiproxy reconstruction of the Santo André coastal area. *The Holocene*, 9, 447-458.
- Dabrio C.J.; Zazo C.; Goy J.L.; Sierro F.J.; Borja F.; Lario J.; González J.A. & Flores J.A. (2000). Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain). *Marine Geology*, 162, 381-404.
- Fontboté J.M.; Guimerà J.; Roca E.; Sàbat F.; Santanach P. & Fernández-Ortigosa F. (1990). The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia trough (Western Mediterranean). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3, 249-259.
- Goy J.L. (1978). *Estudio geomorfológico del Cuaternario Litoral Valenciano*. Tesis inédita. Universidad Complutense de Madrid, 600 pp.
- Long A.J., Waller M.P. & Stupples P. (2006): Driving mechanisms of coastal change: Peat compaction and the destruction of late Holocene coastal wetlands. *Marine Geology*, 225, 63–84.
- López-Buendía, A.M., Bastida, J., Querol, X. & Whateley, M.K.G. (1999). Geochemical data as indicators of palaeosalinity in coastal organic-rich sediments. *Chemical Geology*, 157, 235-254.
- Mediato J.F. & Santisteban J.I. (2006): Subfacies geoquímicas: una mejora en la caracterización de depósitos litorales (sondeo de Almenara, provincia de Castellón). *Boletín Geológico y Minero*; 117, 519–524.
- Mediato J.F., Santisteban J.I., Mediavilla R. & Dabrio C.J. (2006). Late Quaternary sea-level changes in the western Mediterranean coastal plain of Castellón (Spain). *Sea level changes: Records, processes and modelling*, SEALAIX'06, Giens, 125 – 127.
- Pérez Cueva, A (1979). El cuaternario continental de la Plana de Castelló. *Cuadernos de Geografía*, 24, 39 – 54.
- Simón J.L. (1984) *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Instituto de Estudios Turolenses, 269 pp.
- Zazo C.; Goy J.L.; Somoza L.; Dabrio C.J.; Belluomini G.; Improta S.; Lario J.; Bardaji T. & Silva P.G. (1994). Holocene Sequence of Sea - Level Fluctuations in Relation to Climatic Trends in the Atlantic-Mediterranean Linkage Coast. *Journal of Coastal Research*, 10(4), 933-945.



FORAMINIFEROS BENTONICOS Y AMBIENTES DEPOSICIONALES HOLOCENOS EN LA MARISMA DE BUSTURIA (RESERVA DE LA BIOSFERA DE URDAIBAI, COSTA VASCA)

A. Pascual (1), J. Rodríguez-Lázaro (1), O. Weber (2), J. M. Jouanneau (2), M. Martín-Rubio (1) y X. Murelaga (1).

(1) Universidad del País Vasco /EHU. Facultad de Ciencia y Tecnología. Dpto. de Estratigrafía y Paleontología. Apartado 644, 48080 - Bilbao. ana.pascual@ehu.es

(2) Université de Bordeaux I. Département de Géologie et Océanographie- URA CNRS 197. Avenue des Facultés, F-33405 Talence-Cédex. France.

Abstract (Benthic foraminifera and Holocene depositional environments in the Busturia marsh, Urdaibai Biosphere Reserve, Basque coast). Sedimentological and micropalaeontological (benthic foraminifera) content of three cores from the Busturia marsh in the Natural Reserve of Urdaibai have been analysed in order to know the evolution of these marsh areas during the final Quaternary. The study has been completed with absolute ^{14}C 14 datings. Four assemblages of benthic foraminifera have been identified in relation to different depositional environments. These environments change from the shelf marine (bottom cores) to those of estuarine mud flat and low marsh in the middle part, up to the recent environment of vegetated middle marsh. All three cores depict emergence sequences interrupted by one transgressive marine pulse (1900+50 BP).

Palabras clave: Foraminíferos, Holoceno, marismas, Golfo de Vizcaya.

Key words: Foraminifera, Holocene, marsh, Bay of Biscay.

Urdaibai fue declarada Reserva de la Biosfera por la UNESCO en 1984. Además, está reconocida como Biotopo Corine, humedal de importancia internacional en el marco del convenio de Ramsar y Area de Importancia Nacional para las Aves de Europa. Esta situación actual privilegiada, en cuanto a protección, contrasta con los datos de su devenir histórico. Así, en las marismas de Urdaibai, donde se encuentra Busturia, se han desecado unas 500 Ha desde el siglo XVIII. La ría de Gernika, donde se sitúan estas marismas, se encuentra en el sur del Golfo de Vizcaya ($43^{\circ} 22' \text{ N}$ y $2^{\circ} 40' \text{ W}$), dentro de Urdaibai. La longitud del estuario es de 13,5 km, siguiendo las curvas de su cauce y de 10,6 km en línea recta, con una anchura máxima de 1 km. Su profundidad media es de 2,6 m, pudiendo superar la amplitud mareal los 4 m en su tramo final. La marisma de Busturia se sitúa en la zona media de esta ría. Está colonizada entre otras plantas por *Halimione portulacoides* y *Puccinellia maritima* y en sus bordes aparece *Spartina maritima*.

El fin de este trabajo es el de descifrar el registro sedimentario de la marisma de Busturia con el fin de reconstruir los ambientes deposicionales que fueron contemporáneos a la ocupación humana, como apoyo a los diversos estudios arqueológicos que se llevan a cabo en esta zona. Se estudia la litología y el contenido micropaleontológico (foraminíferos bentónicos) de tres testigos sedimentarios continuos (Fig.1). Este análisis permite conocer las modificaciones que se han ido registrando, como consecuencia en parte de las variaciones del nivel del mar. La situación geográfica de los sondeos ha sido establecida en función de la proximidad a varios yacimientos arqueológicos en cuevas que van desde el complejo Auriñaciense (Pleistoceno superior, Würm III, 32.000 BP) al primer desarrollo de las Edades de los Metales (6.000-3.200 BP, Atlántico-Subboreal) y asentamientos romanos de los siglos I al III d.C. Este criterio es determinante puesto que

las modificaciones del nivel del mar tienen repercusiones sobre actividades antrópicas: caza, pesca o desplazamientos de grupos humanos.

Los tres sondeos fueron extraídos con un "percusion core". En el estudio sedimentológico se describieron los testigos (litología, textura, estructuras sedimentarias, fauna, color y ciclicidad), se radiografiaron (SCOPIX), se realizaron granulometrías (difractoro laser Malvern 2600 E Master Sizer) y se obtuvo el contenido en carbonatos (calcímetro Bernard). Para el estudio micropaleontológico se analizó la fracción sedimentaria mayor de 63 μm , extrayéndose 300 foraminíferos bentónicos por muestra. La taxonomía ha seguido la clasificación de Loeblich y Tappan (1988), y se han calculado diferentes índices de diversidad: S, α de Fisher y oceanidad (Murray, 1991). Además se han realizado dos dataciones absolutas ^{14}C en el laboratorio Beta Analytic Inc. mediante AMS (Accelerator Mass Spectrometry).

De acuerdo a la granulometría, los carbonatos y las asociaciones de foraminíferos, en el testigo largo (GER 98-5 =656 cm de potencia) de muro a techo se pueden diferenciar 4 unidades denominadas a, b, c y d. En los testigos cortos (GER 92-02 =215 cm y GER 92-01 =205 cm) no aparece el nivel a y sólo se encuentran los términos más modernos del b.

La unidad a aparece en el sondeo Ger 98-5 desde la base hasta el nivel de 517 cm. Se trata de arena media de color ocre y verde (250 μm) con laminaciones oblicuas, interrumpida a los 564 cm por un contacto oblicuo que contiene cantos rodados de arcilla y fragmentos de conchas. El contenido en carbonatos oscila entre 11 y 20 %. Las especies mayoritarias son *Lobatula lobatula* y *Rosalina globularis*. La diversidad es alta (S= 15-29, α = 5-8). Son dominantes los caparzones hialinos, estando también presentes porcelanáceos (<18%) y

aglutinantes (<15%). Aparecen algunos foraminíferos planctónicos (<4%). Todos estos datos indican ambientes marinos costeros (Murray, 1991).

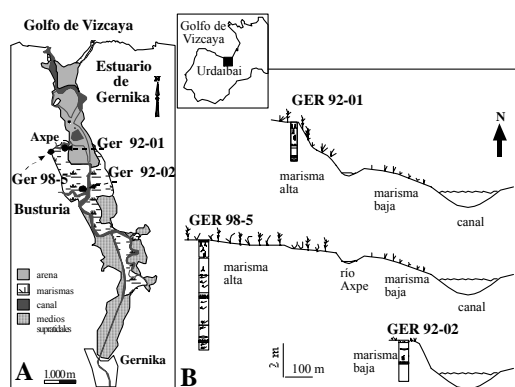


Fig. 1: Localización geográfica (A) y posición de los testigos extraídos en las marismas de Busturia (B).

Unidad b. Del nivel 517 cm a los 300 cm del testigo Ger 98-5 aparece limo gris (10 a 15 μm) con láminas finas subhorizontales y que contiene conchas de moluscos dispersas y en capas. El porcentaje en carbonatos disminuye de muro a techo (de 11 a 0,5 %). La asociación principal la forman *Ammonia tepida* (mayoritaria) y *Haynesina germanica*. Dominan los caparazones hialinos (>84%). El número de especies disminuye de muro a techo ($S=30$, $S=13$), al igual que el índice α (de 8 a 3). La datación absoluta ^{14}C efectuada en el nivel 358 indica una edad de 4.200 \pm 40 BP. Estos datos señalan la presencia de llanuras de fango en ambientes estuarinos. El nivel de 425 cm presenta foraminíferos planctónicos (10%) y abundantes ejemplares de otras especies bentónicas como *Brizalina subaenariensis* o *Uvigerina pygmaea*, lo que indica que estas llanuras de fango estuarinas eran afectadas esporádicamente por entradas de agua marina (Murray, 1991). Esta unidad también aparece en el testigo Ger 92-02 desde la base a los 170 cm y en el Ger 92-01 de la base a los 180 cm.

La unidad c comprende el tramo del testigo Ger 98-5 entre los 300 cm y 131 cm. Se caracteriza por su variabilidad sedimentológica y micropaleontológica. Así de 300 a 268 cm aumenta ligeramente el contenido en carbonatos (3%), la especie dominante es *A. tepida* (>95%), la diversidad es inferior a la del tramo anterior ($S<7$; $\alpha<1,5$), todos los caparazones son hialinos y no hay foraminíferos planctónicos. De 268 a 131 cm aparece depositada arena media ocre en dos secuencias granulodecrescentes que comienzan cada una de ellas por un nivel conchífero en la base. El carbonato sufre fuertes oscilaciones a lo largo de esta unidad (de 0,17 a 16%). Los foraminíferos bentónicos también muestran estas dos secuencias en las que se observa una transición en cada una de ellas desde una asociación en la base con *L. lobatula*, *Elphidium crispum* R. *globularis* y *Quinqueloculina seminula*, pasando por una asociación con *A. tepida*, *Criboelphidium williamsoni*

y *H. germanica* y a techo especies aglutinantes (*Jadammina macrescens* y *Trochammina inflata*). La riqueza y diversidad es muy variable: más ricos y diversos en la base de las secuencias y más pobres a techo. Todos estos datos indican un continuo cambio del medio, con una transición en cada una de las secuencias desde un ambiente marino en la base, pasando por un medio estuarino y a techo una marisma vegetada. En los niveles 162 a 150 cm, se registra el máximo porcentaje de carbonatos de toda la unidad (16%). El número de especies es de 36 ($\alpha<10$) y son mayoritarios los caparazones hialinos (>71%). Además junto con las especies ya citadas en anteriores unidades, aparecen otras como *Br. subaenariensis*, *Brizalina variabilis*, *Cassidulina obtusa*, *Gaudryina rudis*, *Globocassidulina subglobosa*, y foraminíferos planctónicos (5%). Estos datos indican un fuerte hidrodinamismo, con la entrada de aguas marinas en el estuario y el consiguiente aumento de la columna de agua. La última de estas pulsaciones transgresivas ha sido datada en 1910 \pm 50 BP (nivel 162). En definitiva la unidad c muestra un ambiente de marisma baja sometida a pulsaciones de entrada de agua marina. Estas son correlacionables con el TOB (Transgressive Overlap Boundary) T6 (Fletcher *et al.*, 1993) datado en 1800 \pm 200 BP. Esta unidad también aparece en el testigo Ger 92-02 (170-90 cm) y Ger 92-01 (180-140 cm).

La unidad d comprende desde 131 cm hasta el techo del testigo Ger 98-5 de. Consiste en un sedimento más fino, limo arcilloso gris-ocre con numerosas trazas de raíces en los 80 últimos centímetros y carente de carbonatos. Son dominantes *J. macrescens* (mayoritaria) y *Tr. inflata*, acompañadas en los 12 cm finales del sondeo por la especie *Miliammina fusca*. La riqueza y diversidad específica es muy baja ($S<4$, $\alpha=1$). La totalidad de los foraminíferos son aglutinantes. Estos datos muestran una marisma vegetada alta, ya colmatada, alejada de las influencias mareales, que se encuentra en la actualidad colonizada antrópicamente. Esta unidad está presente también en los testigos Ger 92-02 (desde 90 cm hasta techo) y Ger 92-01 (desde 140 cm hasta el techo).

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por: Cátedra Unesco (UNESCO 05/01), Agencia Española de Cooperación Internacional España-Marruecos (R71/04/P/E y A/3185/05), MEC (CGL2004-02987) y GIU 05/49 de la Universidad del País Vasco/EHU.

Referencias bibliográficas

- Fletcher, C.H., Van Pelt, J.E., Brush G.S. & Sherman, J. (1993). Tidal wetland record of Holocene sea-level movements and climate history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 102, 177-213.
- Loeblich, R. Jr. & Tappan, H. (1988). *Foraminiferal genera and their classification*. Ed. Van Nostrand Reinhold, New York (1), 970 pp.
- Murray, J.W. (1991). *Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera*. Ed. Longman Scientific Technical, Essex, 397 pp.



LOS MODELADOS LITORALES COMO INSTRUMENTO DE CORRELACIÓN REGIONAL EN LAS COSTAS DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR

J. Rodríguez-Vidal (1)

(1) Dpto. Geodinámica y Paleontología, Facultad de CC. Experimentales, Campus del Carmen, Universidad de Huelva. Avd. Tres de Marzo s/n. 21071-Huelva. jrvidal@uhu.es

Abstract (Littoral geomorphologic features as a tool for regional correlations in the Strait of Gibraltar): The spatio-temporal correlations, between neighbouring outcrops, can utilize the sedimentary sequences and the eroded coastal regions as a new means of connecting marine high stand events. In the area of the Strait of Gibraltar, Morphotectonic units (MTU) have been used in correlations of hundreds of thousands of years, such as the great morphotectonic assemblages of the Rock of Gibraltar (Europa Point) and the Gebel Musa (Uta El Kazarin) of under 250 ky. The shorter marine events, lasting only a few thousand years, must be treated more cautiously although they can equally be used as elements for correlation, as we are attempting to do with the higher eustatic levels of the substadial 5e (130 to 110 ky) in the Mediterranean.

Palabras clave: modelado litoral, costa rocosa, eustasia, Estrecho de Gibraltar

Key words: shore landform, rocky coast, eustasy, Gibraltar Strait

Las correlaciones espacio-temporales en Geología son difíciles de establecer con seguridad, salvo que dispongamos de buenos registros estratigráficos y criterios fiables de datación.

En los estudios de Cuaternario disponemos de una mayor variedad de evidencias registradas, como series estratigráficas, modelados sedimentarios, formaciones superficiales, procesos alterológicos y edafogénicos, modelados erosivos y cartografías geomorfológicas; además de las evidencias y registros de actividad biológica. En estos casos, y de cara a una adecuada correlación, es necesario disponer de secuencias morfosedimentarias locales bien establecidas, con material geológico y/o paleontológico factible de ser datado. Estas secuencias locales no siempre pueden estar disponibles y necesitamos, por tanto, de otras herramientas de correlación.

En las costas calizas acantiladas los modelados erosivos y bioerosivos son dominantes, asociándose, en algunos casos, con registros sedimentarios bien cementados y conservados, que sirven para mejor documentar las altas paradas eustáticas y los episodios intermedios de carácter continental.

Los cortejos erosivos de paleoniveles costeros suelen ser mejores marcadores eustáticos que los sedimentarios y, ambos, pueden sufrir cambios locales y/o regionales de altitud, debido a varias circunstancias, entre ellas sismotectónicas (Kershaw y Guo, 2001). De hecho, los marcadores bioerosivos han sido utilizados, en lugares concretos (Rust y Kershaw, 2000), como evaluadores de tasas de movimiento relativo vertical rápido y reciente.

Las correlaciones morfológicas en zonas costeras pueden ser establecidas en registros complejos, temporalmente amplios, de algunos centenares de miles de años, o en registros erosivos bien definidos, de corto espectro morfológico y de sólo varios miles de años de duración. En las costas calizas y dolomíticas de ambas orillas del Estrecho de

Gibraltar las correlaciones de niveles eustáticos han sido, hasta ahora, bastante problemáticas (Zazo *et al.*, 1999; Rodríguez-Vidal y Cáceres, 2005). Los niveles morfosedimentarios están desigualmente estudiados, los afloramientos muy dispersos, las dataciones son poco fiables y las correlaciones espacio-temporales se hacen difíciles.

Los registros costeros complejos han sido modelizados en el Peñón de Gibraltar (Rodríguez-Vidal *et al.*, 2004) en forma de Unidades Morfotectónicas (MTU), donde forman grandes peldaños morfosedimentarios con múltiples niveles marinos hasta 210 m de altitud, elevados tectónicamente. Estas mismas Unidades se localizan en las laderas calizas de la otra orilla del Estrecho, al pie del Yebel Musa (Marruecos) y en Benzú (España).

Según los estudios que estamos realizando en estas costas, la unidad MTU-5 en Gibraltar forma el escalón inferior, con niveles marinos (socaves) en

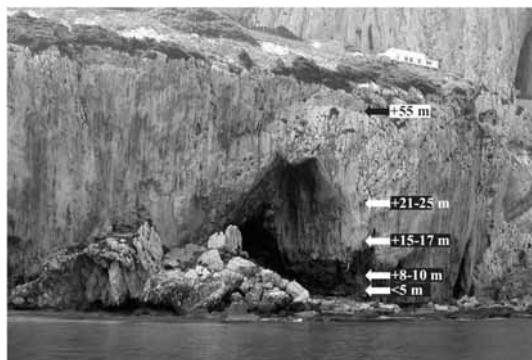


Fig.1. Acantilado oriental de Gibraltar en Governor's Beach. Los socaves marinos se distribuyen a altitudes inferiores a 25 m s.n.m. en el interior de Gorham's Cave, marcando niveles eustáticos elevados tectónicamente, dentro de la Unidad Morfotectónica inferior (MTU-5). El nivel marino de +55 m, en la parte alta del cantil, pertenece a la Unidad inmediatamente superior (MTU-4) y está fosilizado por una rampa eólica colgada (> 250 ka).

cuevas y cantiles desde -20 m hasta +25 m (Fig.1). A techo se extiende una amplia y compleja plataforma de abrasión marina (Europa Flats), entre 30 y 55 m.s.n.m.

cortejo erosivo y bioerosivo transgresivo, que alcanzó, al menos, hasta 5 m s.n.m., y otro regresivo con depósitos de *foreshore-backshore* datados en 114,4±6,5 ka. Este registro erosivo se observa, con

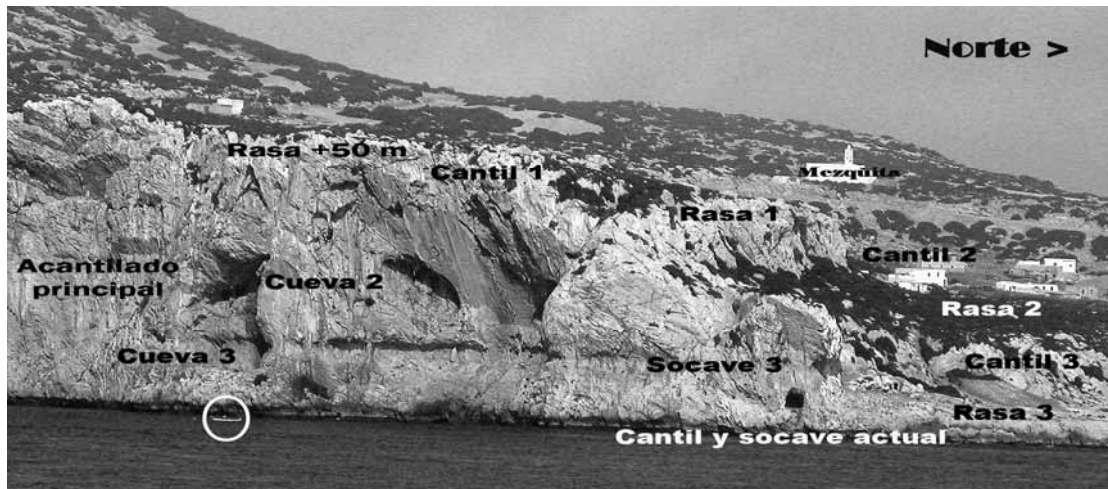


Fig. 2. Acantilado oriental –Ras Yaún– de Punta Leona (Ras Lebia) en la Bahía de la Ballenera (Beni Yunes, Marruecos), con los distintos niveles escalonados del cortejo morfológico: cantil-cueva-socave-rasa, que se incluyen en la Unidad Morfotectónica más reciente (MTU-5 de Rodríguez-Vidal et al., 2004), limitada a techo por la amplia plataforma de Uta El Kazarín, con límite inferior a +50 m. En el círculo blanco, una barca de remo sirve de escala.

En la orilla meridional del Estrecho, el mejor ejemplo de esta misma MTU-5 se localiza en Punta Leona (Fig.2), con un cortejo de modelados erosivos escalonados en tres niveles relictos principales y el actual. El techo es aplanado (llanura de Uta El Kazarín) e inclinado hacia el norte, entre 90 y 50 m s.n.m.

Aunque entre secuencias locales próximas los rasgos morfosedimentarios menores no tienen por qué ser correlacionables, los grandes episodios morfotectónicos sí que deben guardar una cierta contemporaneidad evolutiva, ya que están definidos, a techo y muro, por eventos tectónicos principales de carácter regional (Arco de Gibraltar), pero de distinta intensidad. Estas diferencias motivan que la planicie erosiva somital de la MTU-5, en ambas orillas del Estrecho, se localice a cotas diferentes: 30-55 m en Gibraltar y 50-90 m en Punta Leona (Yebel Musa), sugiriendo una tasa doble de elevación tectónica de la costa caliza africana frente a la ibérica; al menos durante los últimos 250 ka.

A una escala menor, las correlaciones morfológicas regionales son igualmente complejas. Un posible criterio de correlación espacio-temporal son los cortejos erosivos más recientes de *highstand* marino, con espectros micromorfológicos bien definidos, dados en registros sedimentarios contemporáneos y representados en todos los afloramientos regionales. Las fluctuaciones menores del nivel del mar, medibles en algunos miles de años, es difícil de que queden grabadas por igual en todas las costas cercanas. Pero cuando alguno de estos eventos permanece casi estable varios siglos o unos pocos milenios, su cortejo erosivo y bioerosivo afecta por igual a todas las costas vecinas y puede ser utilizado como criterio de correlación.

En la costa rocosa de Gibraltar, el ejemplo más evidente es la alta parada del subestadio isotópico 5e (Rodríguez-Vidal et al., 2007), con un marcado

las mismas características de Gibraltar, en la costa norteafricana, en un nivel a 10 m s.n.m. y que está representado en la figura 2 como el nivel 3 de cantil-socave-cueva-rasa. En este caso, y si ambos ejemplos son correlacionables, la elevación tectónica también parece haber sido el doble en el Yebel Musa que en el Peñón. Resulta curioso reseñar que ambos afloramientos calizos pertenecen a la misma unidad geológica (Taríquides) y que la altitud del monte Musa es el doble que la de Gibraltar.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por el proyecto I+D “PalaeoStrait” CGL2006-01412/BTE de la DGI y es una contribución al IGCP 495.

Referencias bibliográficas

- Kershaw, S. & Guo, L. (2001). Marine notches in coastal cliffs: indicators of relative sea-level change, Perachora Peninsula, central Greece. *Mar.Geol.*, 179, 213-228.
- Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Finlayson, C., Gracia, F.J. & Martínez Aguirre, A. (2004). Neotectonics and shoreline history of the Rock of Gibraltar, southern Iberia. *Quaternary Science Reviews*, 23 (18-19), 2017-2029.
- Rodríguez-Vidal, J. & Cáceres, L.M. (2005). Evidencias morfológicas erosivas de niveles marinos pleistocenos en la costa del Jbel Musa (N. de Marruecos). En: *Cuaternario Mediterráneo y poblamiento de Homínidos* (J. Rodríguez-Vidal, C. Finlayson & F. Giles, ed.). Gibraltar Museum & AEQUA, Gibraltar (U.K.), 48-49.
- Rodríguez-Vidal, J., Abad, M., Cáceres, L.M., Ruiz, F., Fa, D., Finlayson, C., Finlayson, G. & Martínez Aguirre, A. (2007). Evidencias erosivas y bioerosivas en la costa rocosa de Gibraltar al inicio del Último Interglacial. *Actas IV Jornadas de Geomorfología Litoral*, SEG, Palma de Mallorca (España), 4 pp.
- Rust, D. & Kershaw, S. (2000). Holocene tectonic uplift patterns in northeastern Sicily: evidence from marine notches in coastal outcrops. *Mar.Geol.*, 167, 105-126.
- Zazo, C., Silva, P.G., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Lario, J., Bardají, T. & González, A. (1999). Coastal uplift in continental collision plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (south Spain); *Tectonophysics*, 301, 95-109.



FORAMINÍFEROS HOLOCENOS DE TRES SONDEOS DE LA ALBUFERA DE VALENCIA (VALENCIA, ESPAÑA)

J. Usera (1), C. Alberola (1) y J.M. Brito (1)

(1) Dpto. Geología. Universidad de Valencia. Dr. Moliner, 50 46100. Burjasot. Valencia. Juan.usera@uv.es

Abstract (Holocene Foraminifera found of three cores in litoral lake the Albufera of Valencia, Spain). The study carried on the associations of Quaternary Foraminifera found in three cores made in La Albufera lagoon in Valencia (Spain), has show a typical association of brackish waters, that is, mostly especies which disply calcáreous shell. The cores in L'Antina clearly reflet the disappearance of the species of foraminifera of La Albufera. It been assumed that this disappearance is related to the narrowing of channel which conected La Albufera lagoon with the open sea and also with the change in environmental conditions which tookplace during the late XVIII century. The same results are derived from the study of the different isotopes.

Palabras clave: Foraminíferos, Holoceno, Sondeos, Valencia.

Key words: Foraminifera, Holocene, Cores, Valencia.

El lago de la Albufera de Valencia tiene actualmente una extensión de aproximadamente 28 kilómetros cuadrados, con una profundidad media de 160 cm (Rosselló, 1995).

El ambiente de laguna se modifica lateralmente a otro de tipo pantanoso, estableciéndose una comunicación con el mar abierto, muy restringida, mediante tres canales que atraviesan una barra arenosa, que tiene sus orígenes en la dinámica litoral del Golfo de Valencia y que se desarrolla desde el delta del río Turia hasta el cabo de Cullera.

Durante el Holoceno, la formación de una restinga paralela a la línea de costa, favoreció la retención de parte de las aguas de origen continental y la formación de una laguna litoral que quedó consolidada sobre todo, a partir del máximo nivel del mar durante el Flandriense (ver Ruiz y Carmona, 2005, para referencias).

Estos nuevos ambiente con una comunicación restringida con el mar abierto, favorecieron el establecimiento de comunidades de aguas salobres de moluscos, diatomeas, ostrácodos, foraminíferos, etc. (Robles *et al.*, 1985; Margalef y Mir, 1973; Usera *et al.*, 1990; Usera y Mateu, 1995) que debieron perdurar hasta finales del siglo XVII, momento en el cual y según la iconografía de la época (Rosselló, 1995), la comunicación del lago de la Albufera queda restringida a un pequeño canal en la zona sur.

En este trabajo se estudian las asociaciones de foraminíferos encontradas en los testigos de tres sondeos realizados en la Albufera de Valencia.

Dos de estos sondeos se localizan en la zona marginal del lago, al lado de la Gola de Pujol y en la localidad de El Palmar, y el tercero de ellos fue realizado dentro del lago, en las proximidades de L'Antina.

En las muestras correspondientes a los sondeos de El Palmar y de L'Antina se han realizado dataciones por ^{14}C y análisis isotópicos de ^{18}O , ^{13}C y relaciones

entre isótopos de Mg/Ca y Sr/Ca, para comparar estos resultados con las variaciones en las asociaciones de foraminíferos.

En estos últimos se ha realizado un estudio taxonómico de identificación de especies y variedades y un análisis estadístico para obtener información sobre la diversidad, riqueza, etc, aplicando diferentes metodologías (Magurran, 1988, Fisher *et al.*, 1943).

Las especies de foraminíferos encontrados en el Cuaternario de la Albufera de Valencia, pueden clasificarse en dos grupos:

- 1- Foraminíferos autóctonos démicos o adémicos de aguas salobres mesohalinas o polihalinas:

Ammonia beccarii var. *tepida*
Arenoparrella mexicana
Aubignyna prelucida
Elphidium excavatum
Haynesina germanica
Jadammina macrescens
Miliolinella eburnea
Trichohyalus aguayoi
Trochammina inflata

- 2- Foraminíferos alóctonos marinos mesohalinos o polihalinos:

Adelosina laevigata
Brizalina striatula
Bolivina pseudoplicata
Buliminella elegantissima
Elphidium advenum
Elphidium complanatum
Elphidium macellum
Lobatula lobatula
Massilina secans
Miliolinella circularis
Miliolinella subrotunda
Miliolinella webbiana
Quinqueloculina agglutinans
Quinqueloculina lamarckiana

Trifarina angulosa
Triloculina rotunda
Triloculina trigonula

En el sondeo Pujol se alcanzaron 16,5 m de profundidad y únicamente las muestras pertenecientes a los niveles 16,5 m a 15,8 m, presentan foraminíferos de aguas salobres.

El resto muestreado solo ha proporcionado caparazones resedimentados procedentes del infralitoral, posiblemente asociados a praderas de fanerógamas marinas o tapices de algas fotófilas pluricelulares.

El sondeo El Palmar alcanzó 18,5 m de profundidad, muestreándose únicamente los 8,5 m superficiales. A lo largo de esta secuencia se observa el establecimiento de un grupo de especies de aguas salobres polihalinas, dominadas por las formas de caparazón calcáreo que aparecen mezcladas entre los 7 m y 5,37 m con formas resedimentadas de mar abierto, en lo que se interpreta como una rotura de la barra de la albufera.

Con posterioridad y hacia techo, se instala una asociación formada por especies mesohalinas que parecen indicar la progresiva pérdida de salinidad del medio.

Por último, el sondeo l'Antina, realizado en la zona sumergida de la Albufera, bajo una capa de agua de 1,5 m, alcanzó una profundidad aproximada de 70 cm.

En este sondeo, la asociación de foraminíferos es exclusivamente de caparazón calcáreo, lo que

parece confirmar un tipo de ambiente con aguas salobres polihalinas. Sin embargo, la asociación comienza a presentar una disminución en el número de individuos a partir de 53 cm de profundidad del sondeo, para desaparecer por completo a los 50 cm. Los análisis isotópicos igual que los resultados del estudio de las asociaciones de diatomeas y ostrácodos, muestran igualmente un cambio en la salinidad de la Albufera, hasta convertir sus aguas en dulces

Referencias bibliográficas

- Fisher, R. A., Corbett, A. S. & Williams, C. B. (1943). The relation between the number of species and the number of individuals in a random sample of an animal population. *Journal of Animal Ecology*, 12, 42-58.
- Magurran, A. E. (1988). *Diversidad ecológica y su medición*. Trad. Vedral, Barcelona, 1989, 200 pp.
- Margalef, R. & Mir, M. (1973). Indicadors de canvis de salinitat en els sediments de l'Albufera de Valencia. *Treballs de la Societat Catalana de Biologia*, 32, 111-117.
- Robles, F., Collado, M. A. & Borredá, V. (1985). Variaciones de la fauna de moluscos en la Albufera de Valencia: implicaciones paleogeográficas. En: *Geomorfología litoral y Cuaternario. Homenaje a Juan Cuerda*. Universidad de Valencia, 123-133.
- Rosselló, V.M. (1995). *L'Albufera de Valencia*. Publicaciones de l'Abadia de Montserrat, 190 pp.
- Usera, J., Faura, M. & Arco, Y. (1990). Foraminíferos cuaternarios de las fases de colmatación de la Albufera de Valencia. *Resúmenes de comunicaciones VI Jornadas de Paleontología*, Granada, 61.
- Usera, J. & Mateu, G. (1995). Foraminíferos cuaternarios en el País Valenciano. En: *El Cuaternario del País Valenciano*. Asociación Española para el Estudio del Cuaternario. Universidad de Valencia, 245-250.

Sesión 4

Geoarqueología, prehistoria y poblamiento humano



MADREBONA: LOS ENTERRAMIENTOS TARDOANTIGUOS DE LA CUEVA DE L'ALBORÁ (PERLORA, ASTURIAS)

G.E. Adán (1); R.Mª Cid (2); A. García (1); R. García (3); C. Ibáñez (1); L. Rodríguez (3); M. Arbizu (1); J.M. Carretero (3); D. Álvarez (1) y X. Palacios (1).

- (1). Laboratorio de Cuaternario. Dpto. Geología, Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco, s/n. 33005, - Oviedo. gema@geol.uniovi.es
- (2). Dpto. Historia, Universidad de Oviedo. C/ Campus de Humanidades. Teniente Alfonso Martínez s/n. 33011 - Oviedo.
- (3). Laboratorio de Evolución Humana. Dpto. de CC Históricas y Geografía. Universidad de Burgos. Edificio I + D + I. Plaza de Misael s/n. 09001 - Burgos. rebe_gargon@hotmail.com; lrodriguez@beca.ubu.es; jmcarre@ubu.es

Abstract (Madrebona: The Late-Roman Burials of the Alborá or Alba Cave, Perlora, Asturias): According to the planimetry of the Marina Asturian coast, in the area of Entrellusa (Perlora, Asturias) it is located an inlet named "Madrebona" ("Goodmother"). The funerary cave of Alborá or Alba opens towards this inlet, which is situated in the Point of Entrellusa and/or Socampo. This place-name of Roman roots, as well as the funerary dowry that stayed with the osseous rests of a couple (V c.) and the lack of a human settlement in the surroundings, leads us to analyze and pose the presence of a possible place of worship of a female divinity linked to beliefs beyond the grave.

Palabras clave: Madrebona, Enterramientos tardoantiguos, Cueva de l'Alborá o Alba, Asturias

Key words: Madrebona, Late-Roman Burials, Alborá or Alba cave, Asturias

La cavidad de l'Alborá (Entrellusa, Perlora, Asturias), se sitúa en el pedrero NO de la ensenada de *Madrebona* (Tisner, 1966) (Fig.1). Tiene una entrada difícil ya que se realiza a través del roquedo propio de este litoral, accediendo a un pasillo por el que se sube a una sala ovoide de planta irregular y techo bajo (Fig.2).

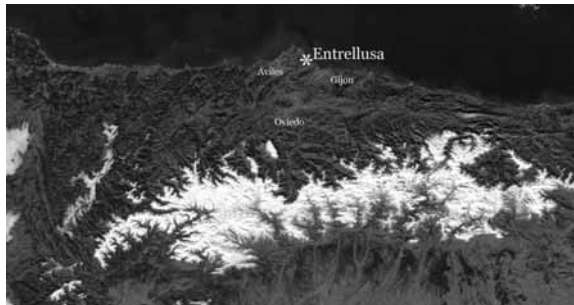


Fig.1. Situación de Alborá en Entrellusa (Asturias)

En una primera visita al yacimiento (2002), se recuperaron en la superficie tres piezas que acompañaban a un húmero humano femenino. Estas eran un fragmento de "*Terra Sigillata Hispanica*" (T.S.H.T.10); un vidrio de clara factura romana; y un fragmento de fibula anular en omega de bronce. Todos estos materiales indicaban una cronología entre s. III al V d.C (García *et al.*, 2003). En el 2004, iniciamos una campaña de excavación en tres zonas de la sala, resultando solamente con materiales, una poza/sima (sector 2: cota inicio de +1,89 m y final de -0,48 m.s.n.m.) a la que entraba el agua durante la marea alta, y que estaba iluminada por una de las ventanas de la sala. No pudimos llegar al final de la misma por su estrechez, alcanzando hasta una base de "arenas" claramente introducidas por las mareas. De este sector se extrajeron más de 100 fragmentos humanos (UE: 2-3), que corresponderían a dos individuos adultos uno femenino y otro masculino; el individuo femenino tendría una estatura de 151 cm y un peso ideal de 58 kg.; y el masculino mediría

entorno a 160 cm y pesaría alrededor de 67 kg. Las piezas arqueológicas (UE: 2-3) que acompañaban dichos restos son: un posible remache y/o adorno (cota:+45 m.s.n.m.); dos fragmentos de un regatón o lanza de hierro (cota:+45 m.s.n.m.); un fragmento de vaina de un puñal de "Tipo Simancas" (cota:+65 s.n.m.); una posible lámina de plomo que estaba incrustada en la roca (exterior Sector 2); un aplique óseo decorado (cota:+72 m.s.n.m.); una placa de hierro (cota:+65 s.n.m.) que estaba pegado a un diente de jabalí de tono exterior verdoso; y 5 fragmentos de hierro (cota:+ 65 m.s.n.m. y criba).

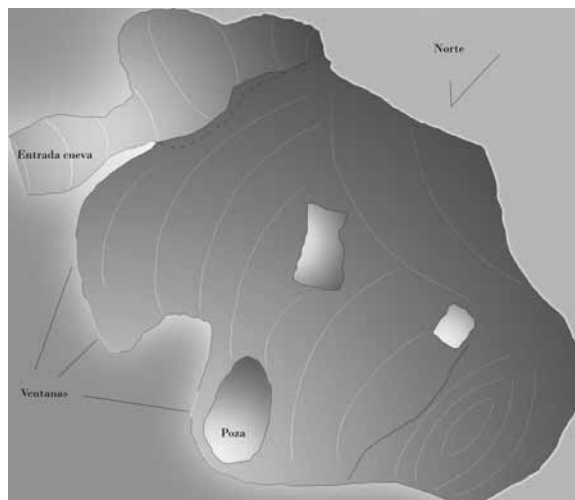


Fig.2. Planta de la Sala y del Sector 2

Este conjunto de piezas sigue apuntando a la baja-romanidad, pues el puñal "tipo Simancas" aparece en las necrópolis de la Meseta entre los siglos IV y V (Arce 2003; Morin y Barroso 2003). Una datación calibrada (Beta -192659) sobre carbonos de UE 2-3 (cota +62 s.n.m.), dio las fechas de: 1 sigma 460 a 480 cal AD (s. V) y a 2 sigmas 430 a 620 cal AD (s. V a VII).

Los enterramientos de época tardoantigua no son frecuentes en Asturias, y mucho menos en cuevas. Pero es que desde la Edad del Hierro, hasta el s. IX, el mundo funerario astur y por ende Castreño (Vilaseco, 1999), es muy poco conocido ante la escasez de hallazgos. En Asturias, entre los siglos IV y V, se cita otra cueva funeraria como la de "Chapi" (Grado) en donde aparecieron monedas de oro romanas (s. IV y V), y vestigios humanos que no fueron ni recogidos ni estudiados (Fernández-Ochoa, 1982). También en la Cueva de Valdedios (Villaviciosa), aparecieron restos humanos asociados a una fíbula anular similar a la de Entrellusa (Uría, 1958). Esta tradición de inhumación en Cuevas en época romana, es bastante común en el resto de la Cornisa Cantábrica (Peralta, 2003), pero muy infrecuente en el territorio astur. Por eso llama la atención que en la misma Punta de Entrellusa, se localizaran otras cavidades con enterramientos, como recoge el inédito *Diccionario geográfico de Asturias de Martínez Marina* del siglo XVIII.

La pareja de l'Alborá, podría mostrar la tumba de un "guerrero" del s. V, a tenor de las armas localizadas: un puñal "Tipo Simancas" y una lanza, propia de estos tiempos tardorromanos, y que desaparecerán como ajuar en la mayor parte de las necrópolis visigodas posteriores (Baquedano y Cabré, 1997); al que acompaña una mujer con elementos del atuendo femenino, como el ungüentario de cristal, un vasito de cerámica y la fíbula de la saya. Pero también llama la atención este carácter dúplice, hombre y mujer, que se aleja de los cánones unitarios de las tumbas romanas y tardoantiguas. Aunque no podemos asegurar que ambos fuesen enterrados en el mismo momento, sí compartieron el mismo espacio calcáreo (¿unidad familiar?) y una misma cronología (s. V). Su ubicación costera, vía de comunicación marítima y posible puerto, y sin una población cercana, parece normal en estas sociedades rurales del V al VIII, y en donde las necrópolis no tienen una clara relación a un hábitat propio (Ripoll, 1998), y éstas se caracterizan por una gran variedad tipológica (Azcarate, 2002).

Sin embargo es el topónimo de "Madrebona", cercano a esta posible necrópolis de varias grutas, lo que más llama nuestra atención. *Madrebona* es un término poco habitual, que podría sugerir un lugar de culto cristianizado y relacionado con la devoción a una diosa de la antigüedad, si bien se precisan más testimonios para corroborar esta hipótesis. Ciertamente, en el panteón astur de época prerromana y romana son escasos, por no decir inexistentes, los teónimos relacionados con divinidades femeninas, a excepción del ejemplo de *Fortuna Balnearis*, hallado en los alrededores de Gijón. Si consideramos el caso romano, encontramos la expresión de *Mater* en algunos teónimos; basta citar *Magna Mater*, con el que se latinizó a la diosa Cibeles originaria de la oriental Frigia, pero sobre todo destacó *Mater Matuta*, a quien se adjudicó la tutela de las mujeres, o de funciones propiamente femeninas como el parto (Boels, 1993). Sin embargo, de la palabra *Madrebona* llama la atención el calificativo de *bona*, que parece resaltar la idea de ser benefactor. Esta interpretación se ligaría entonces a cultos muy difundidos en el Occidente del Imperio romano, con algunos testimonios en la zona celtibérica de la

Península Ibérica (Roque, 1990), pero sobre todo en la Galia, donde abundan las inhumaciones en cuevas, y en la que gozó de extraordinaria popularidad la devoción a las *Matres*, en bastantes casos concebidas como seres benéficos o protectores en general, pero también con divinidades que estaban presentes en todo el ciclo de la naturaleza, que contemplaba la vida y la muerte (Markale, 2005). Los restos funerarios, único testimonio fiable de los hallados en Entrellusa, unidos al topónimo *Madrebona* quizá puedan indicar la existencia de un lugar de culto a una divinidad femenina, benefactora o protectora del lugar, al igual que la mayoría de las deidades del mundo antiguo, pero también ligada a creencias de ultratumba a la vez que propiciadoras de la vida.

Agradecimientos: Trabajo subvencionado por la Consejería de Cultura (Asturias) y el proyecto HUM2005-05332/HIST del MEC. Agradecer a M^a Cruz Ortega las tareas de restauración de los vestigios humanos y a Daniel Álvarez, hoy ausente, que nos proporcionó los mapas militares.

Referencias bibliográficas

- Arce, F. (2003). *Las armas: defensa, prestigio y poder: Puñal de la necrópolis tardorromana de Fuentespreadas (Zamora). Pieza del mes de diciembre*. Museo Arqueológico Nacional, Madrid.
- Azcarate, A. (2002). De la tardoantigüedad al medioevo cristiano. Una mirada a los estudios arqueológicos sobre el mundo funerario. En: *Espacios y usos funerarios en el Occidente Romano* (D. Vaquerizo, ed.) Universidad de Córdoba, 115-139.
- Baquedano, I. & Cabré de Morán, E. (1997). Caudillos celtas y armamento de parada. *La guerra en la Antigüedad. Una aproximación al origen de los ejércitos en Hispania*. Madrid, (España), 261-269.
- Boels, N. (1993). *La vie religieuse des matrones romaines dans la Rome Archaique*, Ed. Ecole Française de Rome, Roma (Italia).
- Fernández-Ochoa, D. (1982). *Asturias en época romana*. Universidad Autónoma de Madrid. Madrid (España).
- García, R., Rodríguez, L., Rodríguez, A., Carretero, J.M., Adán, G., Álvarez-Laó, D., Arbizu, M., Álvarez, D. & Palacios, J. (2004). La cueva del Alba (Entrellusa, Perlorá, Asturias): ¿enterramiento o deposición en una cueva durante la época romana? En: *Actas de la XI Reunión de AEQUA* (G. Flor, ed.) Oviedo (España), 341-346.
- Markale, J. (2005). *La mujer celta. Mito y sociología*. Ed. MRA, Barcelona (España).
- Morín de Pablos, J. & Barroso, R. (2003) El mundo funerario de época visigoda en la Comunidad de Madrid: El poblamiento y el problema del asentamiento de los visigodos en la Península Ibérica a través del estudio de las necrópolis madrileñas. *I Jornadas de Patrimonio Arqueológico en la Comunidad de Madrid*. Madrid (España), 199-236.
- Peralta, E. (2003). *Los Cántabros antes de Roma*. Real Academia de la Historia. Madrid (España).
- Ripoll, G. (1998). *Toreútica de la Bética (Siglos VI y VII d. C.)*. Barcelona (España).
- Roque, M.A. (1990). Las madres celtibéricas y los relatos sobre los orígenes de los territorios comunales castellanos. *Revista de Folklore*, 110, 59-68.
- Tisner, B. (1966) *Derrotero de la costa de España. Desde el río Bidasoa hasta la Estaca de Bares*. Instituto Hidrográfico de la Marina. Cádiz (España).
- Uría Rúa, J. (1958). Los cráneos prehistóricos de Valdedios. *Revista de Valdedios*. Oviedo (España), 12-38
- Vilaseco, X.I. (1999) A problemática dos enterramentos na Cultura Castrexa do NW. Unha aproximación desde as culturas limítrofes. *Revista de Guimarães*, Volume Especial, II, Guimarães (España), 495-510.



LA TRANSICIÓN PALEOLÍTICO MEDIO/SUPERIOR EN LA CUEVA DEL CONDE (SANTO ADRIANO, ASTURIAS): EL NIVEL 20A

G.E. Adán (1), M. García (1), D. Álvarez-Laó (1), M. Arbizu (1) y J.L. Arsuaga (2)

- (1) Laboratorio de Cuaternario. Geología, Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco, s/n. 33005 - Oviedo. gema@geol.uniovi.es, maria.gmenendez@gmail.com; diego_alvarezlao@yahoo.es; marbizu@geol.uniovi.es
 (2) Centro de Evolución y Comportamientos Humanos. Instituto de Salud Carlos III. Madrid. jlarsuaga@isciii.es

Abstract (The Middle to Upper Palaeolithic Transition in Conde cave (Santo Adriano, Asturias): Level 20a): In the Platform of Conde cave we have identified a transitional sequence, of which we shortly analyze level 20a, located above level 10 at the base of the stratigraphical series. In this level the presence of a lithic industry with blade technology and a bone assemblage composed mostly of plane sagaies is prominent.

Palabras clave: complejos transicionales, azagayas, técnica laminar, Cueva del Conde - Asturias.

Key words: transitional complexes, sagaies, blade technology, Conde cave - Asturias.

La Cueva del Conde (Santo Adriano, Asturias) fue excavada por primera vez en 1915 por el Conde de la Vega del Sella, y posteriormente en 1962 por L.G. Freeman y en 1965 por F. Jordá (Arbizu *et al.*, 2005a), considerándola un yacimiento con final del Paleolítico Medio e inicios del Superior. Desde 2001 es objeto de un proyecto de investigación multidisciplinar, y los resultados obtenidos en estos últimos trabajos apuntan a la presencia de una industria de transición entre el Paleolítico Medio y Superior, cambiando la perspectiva existente acerca en este yacimiento que ahora se asemeja a otros sitios Cantábricos como el N18 de la Cueva del Castillo (Cabrera *et al.*, 2005). Presentamos aquí unos primeros datos acerca de esa industria.

Excavación de la Plataforma de la Cueva del Conde (Campañas 2005 y 2006)

Desde la Campaña de 2005, la excavación se ha centrado en la zona denominada "Plataforma" (Arbizu *et al.*, 2005a; Arbizu *et al.*, 2005b y García *et al.*, 2006). El área excavada en esta zona corresponde con los 2 m² de F9 y G9, cuya estratigrafía (de techo a base) es:

N20c: nivel que aparece después de eliminar los restos de alteraciones contemporáneas. Presenta una gran compactación y escasos restos arqueológicos. Realizamos una datación que ofreció 32.530±440 BP (Beta 217216).

N20b2: aparece de forma algo discontinua en el corte de referencia, bajo un nivel superficial alterado por madrigueras que le afectaron y también al 20c. La matriz es de arcillas y arenas de color marrón a rojizo claro, de textura "apelmazada" y compacidad media, cuya potencia oscila entre los 3 y los 9 cm.

N20b1: situado bajo el nivel anterior, es un estrato de arenas y arcillas de color marrón oscuro, húmedo y de compacidad media. La deposición de este nivel sigue una marcada pendiente W-E, presentando una potencia entre 5 y 15 cm. La datación obtenida en la base de este nivel (contacto con N20a), fue de 34.730±500 BP (Beta 224303).

N20a: se encuentra depositado directamente sobre N10. Se trata de un nivel arcilloso de color anaranjado claro, con concentraciones de arenas de grano medio de color marrón oscuro, de consistencia más suelta que la matriz dominante. Existen dos dataciones para este nivel: 38.250±390 BP (Beta 210572) en F9, junto a una punta de azagaya y vestigios neandertales, y 29.750±300 BP (Beta 224302) en G9.

N10: nivel de arcillas de base, anaranjadas y compactas con materiales arqueológicos, del que no hemos podido obtener datación sobre hueso (dos muestra enviadas), ante la falta de colágeno.

N0: roca caliza

Análisis de los materiales de N20a

Industria lítica: El conjunto lítico del nivel 20a es muy abundante, con un total de 12.128 piezas, de las cuales 3.823 son microdesechos de talla (Tabla 1).

tipo	cuarcita	sílex	radiol.	total
raedera	11		1	12
cuchillo dorso natural	3			3
denticulado	8			8
muesca/escotadura	8			8
punta	2			2
truncadura	1			1
raspador	5	1		6
lámina retocada	15			15
laminilla	2		1	3
buril	7			7
perforador	6			6
diversos	82	1		83
total	150	2	2	154

Tabla 1. Soportes retocados del nivel 20a

Las materias primas representadas en el conjunto son poco variadas, con un amplio dominio de las

cuarcitas de grano medio y fino de la Serie de los Cabos (97,52%). El sílex aparece representado con un 1,59% de la muestra, estando otras rocas presentes en porcentajes inferiores al 1% (cuarcita de Barrios, arenisca ferruginosa, radiolarita y cuarzo). La única roca en que se registran cadenas operativas completas, es la cuarcita de la Serie de los Cabos. En el análisis del conjunto industrial representado en este nivel es necesario señalar, en primer lugar, la escasa presencia de soportes retocados, (1,26 %) del total. Desde el punto de vista tecnológico podemos referir la presencia de diferentes estrategias de talla, orientadas a la obtención, por una parte, de lascas y, por otra, de soportes laminares. Respecto a la talla de lascas, cabe señalar para el conjunto una escasa "economía" de la materia prima, pues abundan los talones muy espesos (fundamentalmente diedros y corticales), junto a unas estrategias orientadas a la extracción de soportes de buen tamaño. Hay un claro dominio de los esquemas centrípetos a través de la técnica discoide, si bien no parece ser la única técnica presente. La producción laminar, relativamente bien representada en el conjunto, es orientada a través del aprovechamiento de aristas previamente generadas en los núcleos, realizándose extracciones recurrentes según esquemas predominantemente unipolares. La presencia de hojitas es escasa, y parece tratarse de una producción no específica desde cadenas laminares.

La *Industria Ósea* de N20a cuenta por el momento, con 30 piezas, siendo la mayor parte Azagayas (26), que aparecen fragmentadas, y en otros casos aún están en proceso de fabricación (Tabla 2).

Nivel 20a	F9	G9	F9/G9
Azagayas	6	3	-
Azagayas en proceso de trabajo	15	1	1
Punzones	3	-	-
MATRIZ	-	1	-
TOTAL	24	5	1

Tabla 2. *Industria Ósea N20a*

Centrándonos en este morfo-tipo (*Azagayas tipo Conde*), podemos caracterizarlo por su realización en asta, su pequeña longitud -la mayor parte de ellas entran en el grupo de las "Microazagayas"- y una base preferentemente redondeada. Dentro de esta homogenización, hemos diferenciado 4 subtipos: el primero sería un tipo de Azagaya alargada, fina y de sección rectangular; el segundo sería una "Microazagaya" muy plana, con un apuntamiento que comienza desde la zona mesial y de sección ovalada; el tercero es una Azagaya corta que sigue teniendo una sección muy aplanada, aunque aquí el apuntamiento se centra en la parte distal; el cuarto es también una "Microazagaya" aplanada, con una base de bisel lateral que es casi las $\frac{3}{4}$ partes de la pieza. Estas cabezas cortas se unirían a un astil también nimio, por lo que creemos que su uso pudo estar reservado a la caza de animales pequeños.

Respecto al *conjunto faunístico* de la Plataforma, se han recuperado 6.693 restos óseos, de los cuales 363 han resultado identificables (5,5%). Todos los niveles ofrecieron cómputos similares, siendo la mayoría (67,7%) de ciervo; seguido del rebecco y/o la cabra y, ya en menor proporción, el bovino (uro ó

bisonte). Ocasionalmente se registra la presencia del caballo (Fig.1). Estos vestigios faunísticos certifican un ambiente templado, que se correspondería con el final del Wurm II y el interestadio Wurm II/III (Arbizu et al., 2005b).

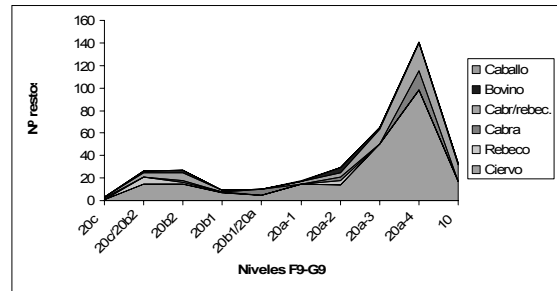


Fig.1. *Fauna Plataforma.*

La existencia en esta misma región de un Musteriense final con fechas más recientes que las primeras ocupaciones del Paleolítico Superior (Vaquero et al., 2006), además del denominado "Auriñaciense de transición" -niveles 18b y 18c- de Castillo (Cabrera et al., 2005), deja abierto el debate acerca del modelo cronológico-cultural. El complejo industrial del nivel 20a, no definible por los parámetros de referencia para el Musteriense y el Auriñaciense, ahonda una vez más en el problema de caracterización de la transición Medio/ Superior.

Agradecimientos: Este trabajo se enmarca en el Contrato de Investigación CN-O4-218, de la Universidad de Oviedo y la Consejería de Cultura del Principado de Asturias.

Referencias bibliográficas

- Arbizu, M., Arsuaga, J.L. & Adán, G.E. (2005a). La cueva del Forno/Conde (Tuñón, Asturias): un yacimiento del tránsito del paleolítico medio y superior en la Cornisa Cantábrica. En: *Neandertales Cantábricos. Estado de la cuestión* (R. Montes & J.A. Lasheras, eds.) *Monografías del Museo Nacional y Centro de Investigación de Altamira*, 20, Santander, 425-441.
- Arbizu, M., Arsuaga, J.L., Adán, G.E., Aranburu, A., Ellwood, B., Fombella, M^a A., Álvarez-Laó, D., García, M. & Fernández, J. (2005b). Las condiciones ambientales durante la transición del paleolítico Medio al Superior en la Cornisa Cantábrica: del 40.000 al 30.000 BP en la Cueva del Conde (Tuñón, Asturias, España). *Cuaternario Mediterráneo y poblamiento de homínidos. IV Reunión de Cuaternario Ibérico. Gibraltar septiembre 2005*. AEQUA. Málaga (España), 31-32.
- Cabrera, V., Bernaldo de Quirós F., Maíllo, J.M., Pike, A. & Garralda, M^aD. (2005). Excavaciones en el Castillo: veinte años de reflexiones. En: *Neandertales Cantábricos. Estado de la cuestión* (R. Montes & J.A. Lasheras, eds.) *Monografías del Museo Nacional y Centro de Investigación de Altamira*, 20, Santander, 505-526
- García, M., Adán, G.E., Arsuaga, J.L., Arbizu, M. & Álvarez-Laó, D. (2006). L'industrie lithique de passage du Paléolithique moyen au supérieur de la grotte de El Conde: premières dones. *Book of abstracts. XVth Congreso of the U.I.S.P.P. 4-9 september. Lisbon*. (Portugal), 2., 709 -710.
- Vaquero, M., Maroto, J., Arrizabalaga, A., Baena, J., Baquedano, E., Carrión, E., Jordá, J.F., Martínón, M., Menéndez, M., Montes, R. & Rosell, J. (2006). The Neandertal-Modern Human Meeting in Iberia: A Critical View of the Cultural, Geographical and Chronological Data. En: *When Neandertals and Modern Humans Met.*, (Conard, N.J. ed.), Tübingen, 419-439.



PATRONES DE APROVECHAMIENTO MINERO PREHISTÓRICO DEL SÍLEX DE CASA MONTERO (VICÁLVARO, MADRID).

S. Báñez (1) y A. Pérez-González(1)

(1) Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. 28040 - Madrid. barezs@ucm.geo.es, alfredog@ucm.geo.es

Abstract (Mining patterns in prehistoric exploitation in Casa Montero flint site, Vicálvaro, Madrid, Spain): In the year 2003 the archaeological works before the construction of the highway M-50 in Madrid, gave place to the discovery of one of the most ancient and important enclaves of flint mining industry of prehistoric epoch in the Iberian peninsula. The flint extraction was realized across more than 3.500 vertical shafts standardized of approximately one meter diameter and up to 7 meters depth. The silica rock levels exploited are placed in the Intermediate Unit of the middle Miocene Madrid Basin. The geological particularities of the sedimentary environment have determined the mining developed strategies and has revealed the existence of a geological knowledge in prehistoric epoch acquired across the successive vertical explorations during the mining labours.

Palabras clave: Minería prehistórica del sílex, estrategias de aprovechamiento minero, Mioceno, Unidad Intermedia, Cuenca de Madrid.

Key words: Flint, Prehistoric mining, mining labours strategies, Miocene, Intermediate Unit, Madrid Basin.

El yacimiento de minería neolítica del sílex de Casa Montero está situado en el distrito de Vicálvaro (Madrid) en el borde de los escarpes de yesos miocenos de la margen derecha de río Jarama, a la altura de su confluencia con el Río Henares (Fig.1). Fue descubierto en el año 2003 durante las intervenciones arqueológicas previas a la construcción de la Autovía M-50. Es uno de los lugares, conocidos hasta la fecha, con vestigios de actividad minera más antiguos y extensos de la Península Ibérica, con una cronología de 5.400-5.000 cal BC (neolítico) (Díaz del Río *et al.*, 2006), en el que se han identificado más de 3.500 pozos mineros estandarizados, de un metro aproximado de diámetro y más de 7 m de profundidad, excavados para la extracción de rocas silíceas (Consuegra *et al.*, 2004, Díaz del Río *et al.*, 2006, Capote *et al.*, 2006).

Los niveles silíceos explotados se localizan en los sedimentos de la Unidad Intermedia de la Cuenca de Madrid, de edad Mioceno medio (Aragoniense medio al Vallesiense, Calvo *et al.*, 1996). En esta Unidad es frecuente la presencia de numerosos episodios silíceos formados por sílex, ópalos y sílex/ópalo (Bustillo y Bustillo, 2000; Bustillo y Pérez-Jiménez, 2005). Estratigráficamente por debajo se sitúa la Unidad Inferior, compuesta por yesos masivos y yesos tableados. En general, la Unidad Intermedia se encuentra deformada, presentando morfologías de domos y cubetas generadas por disolución de las facies evaporíticas de la Unidad Inferior.

La posición geográfica y geológica-geomorfológica del yacimiento de Casa Montero queda enmarcada en el límite del dominio de las planicies de origen erosivo-estructural vinculadas a la presencia de capas resistentes de sílex y arcillas carbonatadas de la Unidad Intermedia, que dan lugar a extensos replanos en las zonas más elevadas, acentuadas en el límite con el valle del Jarama por la presencia de los escarpes yesíferos (Fig.1).



Fig.1. Modelo digital del terreno con la posición geomorfológica del yacimiento prehistórico de minería del sílex de Casa Montero sobre las plataformas de origen erosivo-estructural formadas en los niveles resistentes de la Unidad Intermedia miocena.

La serie estratigráfica miocena de la Unidad Intermedia se ha dividido en dos miembros. El inferior está compuesto por unos 12 m de arcillas laminadas de color verde con pequeñas intercalaciones centimétricas de arcillas limosas, arcillas arenosas y arenas finas. Por encima se sitúa el Miembro superior que consta de 11 m de arcillas laminadas, arcillas versicolores localmente carbonatadas y cuatro niveles intercalados de nódulos silíceos, numerados del 1 al 4. En este miembro, se han diferenciado tres tramos. El *tramo basal* de 2,5 m de espesor, está compuesto por arcillas de color marrón, con nódulos de sílex de tamaños que oscilan entre 30 cm y hasta 1,5 m (Nivel 1). Su composición es principalmente de cuarzo que forma mosaicos de cristales (desde microcristalino a macrocristalino) y diversos tipos de texturas fibrosas (calcedonita normal, calcedonita helicoidal y quarzina) (Bustillo y Pérez-Jiménez, 2005). En fractura, tienen textura granular, y es frecuente la presencia de cavidades o geodas que entorpecen las labores de talla.

El *tramo intermedio*, carente de nódulos silíceos, está formado por unos 4 m de arcillas verdes y rosadas masivas carbonatadas e intercalaciones de arcillas de color marrón verdoso. En la parte final se sitúa el *tramo de techo*, o *tramo de Casa Montero*, donde se localizan los niveles 2, 3 y 4 (Fig.2). Tienen en común la presencia de facies opalinas (detectable a simple vista), menos densas que las compuestas por cuarzo microcristalino, con tamaños y morfologías variables. Dichos nódulos poseen cualidades físicas óptimas para su aprovechamiento como materia prima para la fabricación de utensilios líticos.

A partir de las inspecciones realizadas de la industria lítica extraída de los pozos mineros en el transcurso de las excavaciones arqueológicas, se ha podido comprobar que una elevada proporción ha sido realizada tomando como soporte nódulos silíceos de los niveles 2 y 4. Como se ha comprobado en campo, estos nódulos son los que muestran una composición más homogénea y mejores cualidades para la talla.

Los datos obtenidos en este estudio ponen de manifiesto que los patrones de explotación minera han estado condicionados por la geología del entorno. La geometría de domos y cubetas que presenta la Unidad Intermedia, circunscribe la distribución espacial de las unidades con niveles silíceos a sinformas o cubetas, mientras que las antiforjas o domos, son desmanteladas por los procesos erosivos quedando establecidos de este modo los límites del yacimiento de Casa Montero.

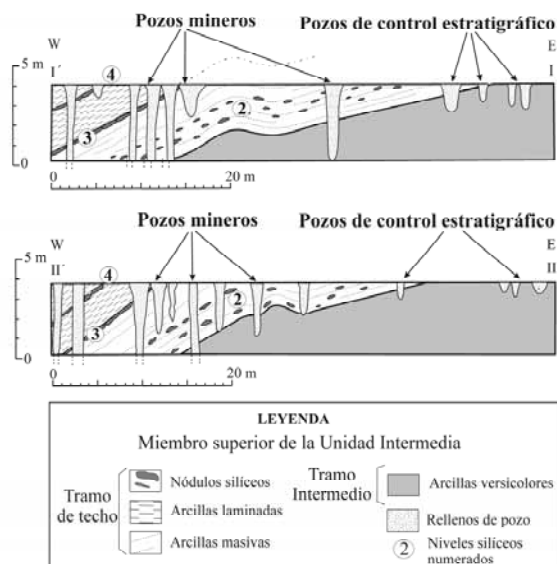


Fig.2. Esquemas de explotación minera prehistórica del yacimiento de sílex mioceno de Casa Montero. (ver explicación en texto).

El método de explotación minera se ha analizado en las secciones de las zanjas realizadas en el yacimiento, y se ha podido observar que tanto la disposición de los pozos, como su profundidad y su densidad, están íntimamente relacionadas con las litologías que atraviesan (Fig.2).

En algunas ocasiones los pozos solamente son excavados hasta los 0,5 m o 1,5 m, sin llegar a alcanzar ningún nivel silíceo (sectores este de la Fig.2). Dichas estructuras han sido relacionados por Consuegra *et al.* (2004) con pozos de tanteo. Esta denominación no explica en esencia su funcionalidad, ya que en realidad se trata de *puntos de control estratigráfico* que habrían servido para confirmar o descartar nuevas zonas productivas, es decir, sondeos de prospección vertical realizados con el fin de lograr situarse en la secuencia estratigráfica y poder, finalmente, localizar los niveles con rocas silíceas. Este hecho reafirma la idea de que las comunidades que aprovecharon estos recursos tenían un conocimiento bastante acertado y detallado de la geología local, ya que los pozos mineros de este tipo se interrumpen a una profundidad no mayor de 1,5 m, en el momento en que aparecen las arcillas que constituyen el tramo intermedio, indicando que no hay niveles silíceos aprovechables a mayor profundidad (Fig.2).

La comprensión geológica por parte de los mineros prehistóricos, casi con toda seguridad, se iría produciendo a través de la información generada en las sucesivas prospecciones verticales que darían lugar a una densa malla con una valiosa información acerca del subsuelo. Por lo tanto, suponiendo lo anteriormente mencionado, la explotación minera debería haberse desarrollado de forma continuada en el tiempo, permitiendo un trasvase oral de la información. Reforzando esta hipótesis se encuentra el hecho de que de un total de más de 3.500 pozos no se ha documentado que se intersecten o superpongan unos a otros (Díaz del Río *et al.*, 2005), de manera que el aprovechamiento de las rocas silíceas debió realizarse conociendo la ubicación de pozos anteriores y siguiendo unas pautas de orden minero.

Referencias bibliográficas

- Bustillo, M.A. & Bustillo, M. (2000). Miocene silcretes in argillaceous playa deposits, Madrid Basin, Spain: petrological and geochemical features. *Sedimentology*, 47, 1023-1039.
- Bustillo, M.A. & Pérez-Jiménez, J.L. (2005). Características diferenciales y génesis de los niveles silíceos explotados en el yacimiento arqueológico de Casa Montero (Vicalvaro, Madrid). *Geogaceta*, 38, 243-246.
- Calvo, J.P., Alonso Zarza, A.M., García del Cura, M.A., Ordoñez, S., Rodríguez Aranda, J.P. & Sanz Montero, M.E. (1996). Sedimentary evolution of lake systems through the Miocene of Madrid Basin: En: *Paleoclimatic and paleohydrological constraint. Tertiary Basins of Spain: The stratigraphic record of crustal kinematics*. (P.F. Friend & C.J. Dabrio, ed.). Cambridge University Press. Cambridge, 272-277.
- Capote, M., Castañeda, N., Consuegra, S., Criado, C., Díaz-del-Río, P., Bustillo, M.A. & Pérez-Jiménez, J.L. (2006). Casa Montero: la mina de sílex más antigua de la península Ibérica. *Tierra y Tecnología*, 29, 42-50.
- Consuegra, S., Gallego M., & Castañeda N. (2004). Minería neolítica de sílex de Casa Montero (Vicalvaro, Madrid), *Trabajos de Prehistoria*, 61, 127-140.
- Díaz del Río, P., Consuegra, S., Castañeda, N., Capote, M., Criado, C., Bustillo, M.A. & Pérez-Jiménez, J.L. (2006). The earliest flint mine in Iberia. *Antiquity*, 80, 307.



PROPUESTA DE CLASIFICACIÓN DE FACIES DE TELL URBANO EN EL CASCO HISTÓRICO DE LA CIUDAD DE SEVILLA (SW-ESPAÑA).

M.A. Barral (1), J.M. Recio (2), I. Serrano (3) y F. Borja (1)

- (1) Área de Geografía Física, Dpto. Historia II, Facultad de Humanidades, Universidad de Huelva. Avda. Fuerzas Armadas s/n, 21071 - Huelva. mabarral@uhu.es fborja@uhu.es
 (2) Dpto. Ecología, Facultad de Ciencias, Campus de Rabanales, Universidad de Córdoba. bv1reesj@uco.es
 (3) Dpto. Economía General y Estadística, Facultad de Ciencias del Trabajo, Universidad de Huelva. Avda. Fuerzas Armadas s/n, 21071 - Huelva. iserrano@dehie.uhu.es

Abstract (A classification proposal of the urban tell facies in the historic centre of Sevilla city): The analysis of the geoarchaeologic record of Sevilla city has been characterised by the urban tell facies, separated in three categories: alluvial plain with anthropic influence, Tell with fluvial influence (strong or less) and Tell s.s. (with or without alluvial sediments presence). Every category informs about the degree human influence and its chronology, the succession of events of flood and sometimes, about the elevation achieve by oneself. These results are very useful for the historic palaeogeographic reconstruction. The values of physic-chemistry parameters like gravel, organic matter, assimilable phosphorus or carbonates contents are the responsible of this first classification.

Palabras clave: Tell urbano, Registro Geoarqueológico, Reconstrucción Paleogeográfica histórica, Sevilla.
Key words: Urban Tell, Geoarchaeologic record, Historic Palaeogeographic Reconstruction, Sevilla.

La descripción y análisis de las formaciones superficiales que resultan de la intervención humana en el medio natural ha requerido del desarrollo de nuevos conceptos conforme se ha avanzado en el conocimiento de las relaciones hombre-medio. Los denominados inicialmente *depósitos antropogénicos*, *sedimentos arqueológicos* o *depósitos mixtos* (Courty y Miskovsky, 1987, Butzer, 1989, Borja, 1992), han pasado a denominarse *formaciones superficiales antrópicas* (FSA), propuesta terminológica que, a su vez, las subdivide en *ocupacionales*, *antropizadas* e *inducidas* en función de la combinación entre la variedad de actividades humanas y la diversidad de relaciones que se establecen entre el ámbito de intervención y el medio natural en el que se enmarca (Borja, 1993a, 1993b). Al abordar el estudio de asentamientos integrados en medios naturales concretos (fluvial, litoral,...), la diversidad del registro resultante permite el establecimiento de categorías aún más concretas en lo que al grado de presión antrópica y al tipo específico de actividad se refiere.

Recientemente se ha analizado el complejo *registro geoarqueológico* de la ciudad de Sevilla (Barral, 2004), cuyos más de 2.500 años de historia se ha visto ligada a la evolución del río Guadalquivir. Por *registro geoarqueológico* se entiende toda la variedad de formaciones superficiales que permiten explicar las relaciones de la ciudad con su entorno natural, incluyendo tanto aquéllas de origen natural cuya interpretación ayuda a conocer los ambientes aluviales concretos sobre los que ésta se funda y desarrolla sus posteriores fases de expansión, como las debidas estrictamente a las actividades humanas, y, por último, las derivadas de las interferencias que introducen los procesos de renaturalización puntual o continuada de la llanura aluvial en función de la evolución natural del río Guadalquivir a lo largo de la historia.

El *registro geoarqueológico* de la ciudad de Sevilla se ha revisado a partir de las catas abiertas en

decenas de intervenciones arqueológicas y de los testigos continuos procedentes de sondeos rotatorios. Dicho registro ha sido descrito desde los puntos de vista edafo-sedimentario y cronoestratigráfico, contando además con el apoyo del análisis físico-químico (textura, humedad, materia orgánica, carbono orgánico, fósforo asimilable, nitrógeno orgánico, carbonatos). Por otra parte, la interpretación arqueológica de las catas ha permitido conocer en detalle el tipo de ocupación y la cronología de las distintas unidades, siendo dicha interpretación arqueológica más compleja en el caso de los sondeos rotatorios, a menos que venga apoyada por una cercana intervención arqueológica. La información obtenida de ambas procedencias ha permitido establecer una primera subdivisión en función del grado de influencia antrópica, así como de la intensidad y características de los aportes fluviales.

Se ha contado, como elemento de partida para llevar a cabo comparaciones, con un conjunto de *facies* de origen plenamente fluvial, correspondientes a la llanura aluvial histórica del Guadalquivir que no ha sufrido intervención humana alguna, salvo la que pueda derivarse de actuaciones en la cuenca.

Las categorías que pueden considerarse antrópicas quedan divididas en dos grandes grupos de facies, el primero de los cuales lo constituye la *Llanura aluvial con influencia antrópica*, que abarca facies aluviales históricas idénticas a las mencionadas previamente, si bien en este caso sí cuentan con indicios de influencia antrópica.

En segundo lugar se encuentran las *facies de tell*¹ urbano, de origen antrópico pero que pueden contar

¹ Se utiliza la expresión *tell* en relación al aumento de cotas topográficas de una ciudad como resultado de una ocupación prolongada, más allá de la morfología acolinada que dicho término refiere habitualmente.

con una cierta influencia fluvial. En función de este último aspecto, dentro de ellas se distinguen una primera categoría que incorpora sedimentos de procedencia fluvial (*Tell urbano con influencia fluvial*, ya sea intensa o leve) y una segunda en la que es el acarreo por parte del hombre la única procedencia del material (*Tell urbano s.s.*). En esta última categoría se engloban dos tipos diferentes de facies en función de que en la labor de acarreo se incorpore matriz de procedencia fluvial o, de lo contrario, se trate de elementos importados o constructivos. El límite trazado entre todas estas categorías es artificial y tiene un fin metodológico, por lo que pueden no quedar recogidas adecuadamente las situaciones de transición.

Las aportaciones que esta clasificación realiza a las preexistentes se centran en la subdivisión de las FSA antropizadas para el medio fluvial en categorías tan distintas como la de *Llanura aluvial con influencia antrópica*, *Tell urbano con intensa influencia fluvial* y *Tell urbano con alguna influencia fluvial*. La categoría de *Tell urbano*, por su parte, coincide plenamente con la definición de *FSA ocupacional*.

CATEGORÍA		FACIES	
Llanura aluvial histórica sin influencia humana		Llanura de inundación, barras de meandro (sin indicios de influencia humana)	
Llanura aluvial con influencia antrópica		Llanura de inundación, barras de meandro.. (con incorporación de restos arqueológicos)	
Tell con influencia fluvial	Tell urbano con intensa influencia fluvial	Leve revuelto del techo de niveles naturales por ocupación Depósito de inundación con actividad agropecuaria prolongada	
	Tell urbano con leve influencia fluvial	Baldíos o niveles de abandono con influencia fluvial Sedimentos de inundación que sepultan estructuras Sedimentos de inundación que rellenan y se superponen a basureros inorgánicos	
	Tell urbano con matriz fluvial	Tell urbano con matriz fluvial	Depósitos de nivelación con sedimentos autóctonos
			Sedimentos desplazados por excavación de niveles naturales
Relleno de enterramientos con matriz fluvial			
Basureros, muladares, con matriz fluvial			
Escombreras con matriz fluvial			
Tell urbano sin matriz fluvial	Depósito de relleno o de nivelación con materiales alóctonos Derrumbes, Escombreras Soleras		

Tabla 1. Categorías de facies aluviales y de tell urbano utilizadas en este estudio (modificado de Barral, 2004).

La variedad de rasgos con que cuentan las facies de *tell* urbano permite realizar una subdivisión en 13 subcategorías que permite especificar sobre el tipo de actividad antrópica que da lugar a cada una de ellas o a su disposición en el registro (Tabla 1).

El comportamiento de los parámetros físico-químicos analizados para 135 muestras respalda, a grandes rasgos, el establecimiento de las cuatro categorías principales. Ejemplo de ello es el incremento de las partículas de tamaño grava con la intensificación de la presencia humana en relación a los restos cerámicos o constructivos, así como el aumento de parámetros orgánicos (fósforo as., materia orgánica

total) relacionados con la descomposición de aportes orgánicos por parte del ser humano, o el aumento de los carbonatos en función de los aportes de tipo constructivo (Fig.1). La presencia de datos atípicos o atípicos extremos se deben a la presencia de horizontes edáficos a techo de la llanura aluvial, o bien de una esporádica pero intensa influencia humana en la llanura aluvial antropizada.

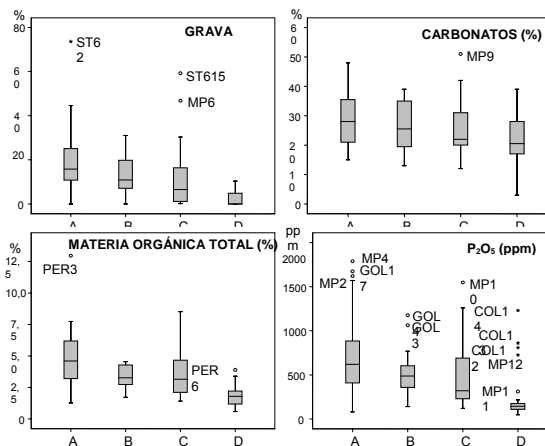


Fig.1. Diagramas de cajas que representan el incremento de las proporciones de gravas, carbonatos, materia orgánica total y P2O5 desde las formaciones superficiales aluviales sin influencia antrópica (D), con influencia antrópica (C), Tell urbano con influencia aluvial (B) y Tell urbano s/s (A). (*) dato atípico extremo; (°) dato atípico

Por último, cabe destacar las posibilidades de interpretación que encierran las facies de *Tell con influencia fluvial*, dado que representan la existencia de un evento, generalmente relacionado con un desbordamiento fluvial, arqueológicamente datado con gran precisión. La consideración conjunta de esta categoría y las facies de *llanura aluvial*, antropizadas o no, aporta una valiosa información para abundar en el detalle de la Reconstrucción Paleogeográfica histórica de la ciudad de Sevilla.

Referencias bibliográficas

Courty, M.A. & Miskovsky, J.C. (1987). Place des sédiments archéologiques au sein des dépôts quaternaires et evolution des techniques. En : *Géologie de la préhistoire*. (J.C. Miskovsky , dir). Ass. pour l'Et. de l'Env. Géol. de la Préhist. Paris, 385-389

Barral, M.A. (2004). *Estudio Geoarqueológico de la ciudad de Sevilla. Antropización y Reconstrucción Paleogeográfica durante el Holoceno reciente (aprox. últimos 2.500 años)*. Tesis doctoral U. Huelva, 655 p.

Butzer, K.W. (1989). *Arqueología. Una ecología del hombre: Método y teoría para un enfoque contextual*. Ed. Bellaterra. Barcelona, 345 pp.

Borja, F. (1992). *Pleistoceno reciente, Holoceno y períodos históricos del SW de Andalucía. Paleogeografía de medios litorales y fluvio-litorales de los últimos 30.000 años*. Tesis Doctoral U. Sevilla, 520 p.

Borja, F. (1993a). Paisaje urbano y reconstrucción geoarqueológica. Estudio del tell de la ciudad de Niebla (Huelva)". En: *Actas 2ª Reunión Nacional de Geoarqueología* (J. Pardo, ed.), 193-206.

Borja, F. (1993b). Formaciones Superficiales Antrópicas. Aportación al estudio del proceso holoceno de antropización de los sistemas naturales. *Arqueología Espacial*, 16/17, 29-39.



YACIMIENTO CALCOLÍTICO DEL ALTO DEL QUEMADO (SALAMANCA Y ÁVILA): PROCEDENCIA DE LA INDUSTRIA LÍTICA Y SU ENTORNO GEOLÓGICO

M. Bartolomé (1), S. López Plaza (2), G. Alonso Gavilán (1) y J. Bécares Pérez (2)

- (1) Dpto. Geología, Área de Estratigrafía. Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. Plza. de los Caídos, s/n. 37008 - Salamanca. gavilán@usal.es; mila.bartolome@yahoo.es
 (2) Dpto. Prehistoria, Historia Antigua y Arqueología. Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Salamanca. C/ Cervantes s/n. 37004 - Salamanca. slopla@usal.es y jbecares@usal.es

Abstract (Alto del Quemado site (Salamanca & Ávila): lithic industry origin and geological environment): The main purposes in this paper are to explain the different aspects of the geology influence in the Alto del Quemado site (Salamanca-Ávila). These aspects are the regional emplacement of the site and the lithic supply (tools, building materials and pottery paste). The research carried out shows that, usually, the material selection is not specialized; and the local geomorfology, determines the emplacement of the site.

Palabras clave: Procedencia lítica, Calcolítico, Alto del Quemado, Salamanca.

Key words: Lithic origin, Calcolithic, Alto del Quemado, Salamanca.

El yacimiento del Alto del Quemado se encuentra entre los términos de La Tala y Navahombela (Salamanca) y Narrillos del Álamo (Ávila) (Fig.1). Cronológicamente se sitúa en el Calcolítico avanzado, marcando la transición al Bronce antiguo (4040±80 BP a 3810±70 BP). Parcialmente excavado, se incluye en los llamados "Recintos monumentales", al estar definido por un foso excavado en la roca base y un muro adyacente (López Plaza, 1994). En sus cercanías el yacimiento de mayor entidad es el de Coto Alto, que incluye cerámicas calcolíticas, incluso Campaniforme Ciempozuelos y recipientes típicos de Cogotas I (López Plaza, 1984).

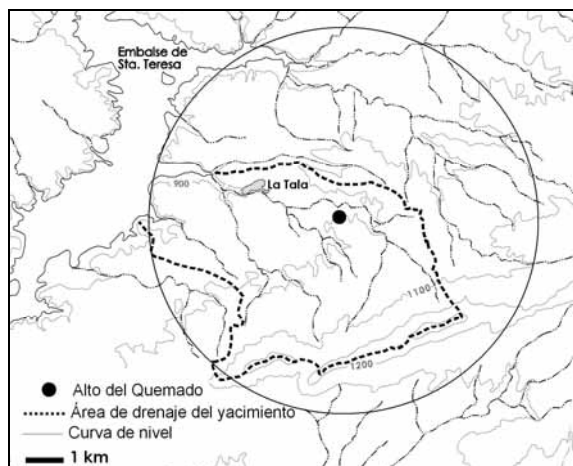


Fig.1. Localización geográfica del área de estudio. El círculo indica el área de influencia.

Este trabajo es el avance del estudio arqueológico que está llevando López Plaza en los cerros del Alto del Quemado y Coto Alto. Uno de los objetivos es determinar el área de abastecimiento lítica a partir de la textura y composición litológica de los elementos empleados en la construcción y en la elaboración de utensilios. Así mismo, también se propone como objetivo determinar la influencia de la geología (petrología, mineralogía, morfología, hidrología, etc.)

en la elección del emplazamiento del asentamiento prehistórico y la explotación de los recursos geológicos del entorno.

Los materiales que afloran en el yacimiento y en todo el área circundante pertenecen a la Zona Centro-Ibérica (ZCI), Dominio del Complejo Esquistos-Grauváquico, y se engloban principalmente en la Formación Monterrubio (Díez Balda, 1986). Se trata de alternancias de cuarcitas y esquistos cuyo grado metamórfico aumenta de NW a SE. Estos materiales están estructurados formando un cierre periclinal de la primera fase de la deformación hercínica, cuya traza axial tiene una dirección aproximada N120°E. Los niveles de cuarcitas ocupan la parte central del cierre.

Los materiales más alejados del yacimiento, los constituyen rocas metamórficas y algunos cuerpos ígneos intrusivos. Se trata de gneises de grano fino y grueso, y migmatitas, antes de llegar a la gran masa plutónica de granodioritas biotíticas del Sistema Central (Franco, 1980).

La zona puede subdividirse informalmente en dos dominios morfoestructurales, uno el localizado en los materiales paleozoicos y otro en los cenozoicos. En el primero, apenas se encuentran elementos de relevancia: los flujos de agua discurren por incisiones lineales, sin dejar más que algún depósito de fondo de valle, con desarrollo de suelos asociado. El cierre periclinal de las estructuras hercínicas de los alrededores de La Tala, describen algunos cerros de direcciones distintas al disponerse en semicírculo con el lado abierto hacia el W. En las áreas donde los materiales que afloran son los cenozoicos, los elementos que predominan son las terrazas fluviales. El resto de elementos que se identifican en esta zona son los escarpes de terrazas colgadas y algún cono de deyección.

Los útiles seleccionados para realizar este trabajo, son piedras molenderas, pizarras, centil 1 m, perforadas o no, bloques de cuarcita, fragmentos

cerámicos, lascas y esquirlas de sílex y cuentas de variscita.

Los fragmentos de roca (tamaño grava, bloque) utilizados como piedras molenderas son cantos rodados, tamaño bloque, redondeados y con baja esfericidad. Se han clasificado como ortogneises, pórfidos graníticos aplíticos y granitos. Los afloramientos de ortogneis y pórfidos se localizan a unos 5-7 Km al E y SE del Alto de Quemado, aguas arriba siguiendo las direcciones de los arroyos Piedra Resbaladera y Alamitos hasta las sierras de Ventosa, Bercimuelle y Narrillos, mientras que los granitos, por su composición litológica, se identifican con los de la sierra de Gredos.

Los elementos de pizarra completos fueron empleados en la construcción de los muros del foso junto con bloques cuarcíticos. En algunos ejemplares llama la atención la presencia de perforaciones cuya utilidad es más discutible: como presas, cierres, contrapesos o goznes de giro. Las pizarras son bloques prismáticos angulosos, heterométricos, irregulares y de aristas vivas. Se definen como esquistos de dos micas (moscovita y biotita) y esquistos granatíferos (almandino) con moscovita y biotita. Los afloramientos de estas pizarras forman parte de la Formación Monterrubio y se hallan en las proximidades del Alto de Quemado en direcciones este y sureste.

Las cuarcitas son de grano fino, parcialmente alterada y presentan concentraciones de hierro (de 1mm a 2 cm). Se emplearon en la construcción y como plataformas de trabajo. Hoy día aún son observables en la cumbre del Alto del Quemado.

Los fragmentos de cerámica tosca fueron recogidos en el propio afloramiento del Alto del Quemado. El estudio de las láminas delgadas al microscopio petrográfico revela que la temperatura de cocción fue entre los 750° y los 850°C. La textura de la superficie de los clastos empleados como desengrasante no muestra signos de haber sufrido una trituración manual al no presentar fracturas internas, angulosidad de los bordes etc., así mismo tampoco se aprecia una selección del calibre y naturaleza de los mismos. La composición, aparente, de la pasta original, es muy similar a la composición de las arcillas locales obtenida en los diagramas de difracción realizados.

Las muestras de sílex recogidas, son pequeñas puntas y esquirlas. Su estudio pone de manifiesto la presencia de sílex con textura cryptocristalina, sin ninguna estructura típica que permita identificarlo con yacimientos concretos, aunque pudiera estar relacionado con la existencia de pequeños afloramientos de sílex brechoide al NO de la provincia de Salamanca asociados con yacimientos de menas metálicas.

Los yacimientos, de Sn, Pb, y W (minerales de casiterita, galena, scheelita, esfalerita, wolframita, y calcopirita) próximos a la zona, son muy abundantes. Los yacimientos de Cu más significativos se

encuentran a más de 200 km del Alto del Quemado (E de Ávila) y los más próximos a 20 km, en Santibáñez de Béjar (Salamanca). Es importante la localización de estos yacimientos porque en este momento cultural empiezan a cobrar gran importancia los útiles elaborados con metales como el cobre inicialmente y un poco después con la aleación del cobre y el estaño.

La geomorfología regional, está definida por una red fluvial dendrítica laxa coincidente con las direcciones estructurales hercínicas. Este dispositivo topográfico final confiere a la zona de trabajo una posición interesante. Por un lado, los altos relieves y mesetas se desarrollan en los bancos cuarcíticos mientras que las áreas con pizarras permiten el desarrollo de bancales.

El yacimiento del Alto del Quemado se enclava sobre un nivel de cuarcita de dirección NW-SE. Debido a esta posición tan peculiar, la visibilidad en las direcciones E y SE es parcial por la existencia de relieves cuarcíticos aunque si se llega a ver la sierra de Ventosa. Al W está despejada hasta el pantano de Santa Teresa (900 m) mientras que al N queda interrumpida por los relieves de Coto Alto (1204 m). Es en la cima de este último cerro desde donde la visibilidad es máxima superando los 5 km a la redonda.

Como conclusiones de lo anteriormente expuesto se puede decir que el abastecimiento, recolección, del material lítico no fue selectivo, ya que se recogieron en el entorno más inmediato. Seguramente en las zonas topográficamente bajas arrastradas corrientes de agua fluviales con alta energía y acumulados en los depósitos de canal. En cuanto a las pastas cerámicas, no parece probable que seleccionaran los materiales una vez recogidos, así como tampoco parece que se añadieran desengrasantes seleccionados o preparados a la pasta. El abastecimiento de materiales geológicos del yacimiento es claramente local, aunque se localizan también materiales alóctonos (como son la variscita y el sílex).

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación INTERREG IIIA CASTAVENESVAL y parcialmente por el proyecto CGL2004-07066-CO2-01/BTE.

Referencias bibliográficas:

- Díez Balda, M.A. (1986). *El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al S de Salamanca*. Tesis Doctoral. Ediciones Universidad de Salamanca, Salamanca (España), 162 pp.
- Franco, M.P. (1980). *Estudio petrológico de las formaciones metamórficas y plutónicas al Norte de la Depresión Corneja-Ambles (Sierra de Ávila)*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, 273 pp.
- López Plaza, S. (1994). El Alto del Quemado, poblado calcolítico fortificado en el SO de la Meseta Norte. *Trabalhos de Arqueologia da EAM*, 2, 191-204.
- López Plaza, S. (1984). Coto Alto: Nuevo yacimiento con cerámica campaniforme y de boquique en la Meseta Norte española. *Arqueología*, 9, 54-67.



APROXIMACIÓN A LA EVOLUCIÓN POST-ROMANA DEL SECTOR OCCIDENTAL DE LA VEGA URBANA DE SEVILLA

F. Borja (1) y M.A. Barral (1)

(1) Dpto. Historia II, Facultad de Humanidades, Universidad de Huelva. 21071 - Huelva. fborja@uhu.es; mabarral@uhu.es

Abstract (Post-roman evolution of Seville urban floodplain. Geoarchaeological approach): We analyzed the sedimentary record of the western sector of the Seville historical town, from a geoarchaeological point of view. We study the sequence of the lateral migration process of the Guadalquivir meander that surrounds the ancient city by its western side, between the 2nd and 12th centuries. Furthermore, the stages of the historical palaeogeographic evolution of the urban sector affected by the change of place of these meander settle down, identifying three main episodes: a phase of fast meander movement (Roman time); a phase of alluvial reactivation of the floodplain (Roman-Medieval transition); and a phase of hidro-dynamic stability with edaphic traces (Final Medieval epoch).

Palabras clave: Depósitos de meandro, llanura aluvial del Guadalquivir, geoarqueología.

Key words: Point bars deposits, Guadalquivir floodplain, Geoarchaeology.

El flanco occidental del casco histórico de Sevilla queda enmarcado por uno de los meandros del Bajo Guadalquivir (Fig.1), cuya evolución histórica se fija, básicamente, entre época Romano-Imperial la etapa Bajomedieval.

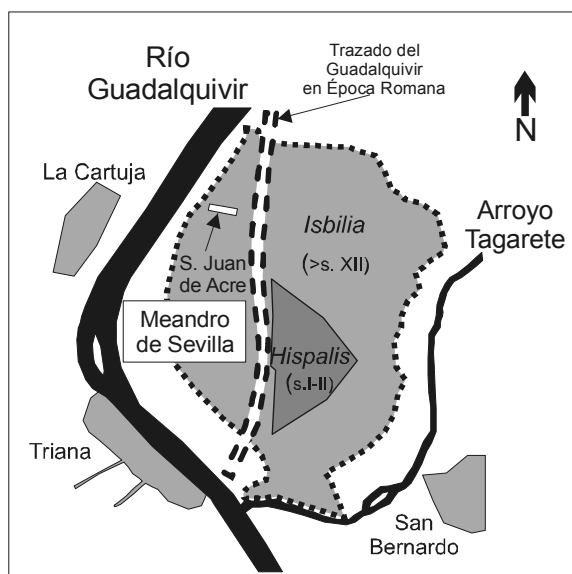


Fig.1. Trazado el Meandro de Sevilla en el marco de la ciudad entre los siglos II a XVII. Se indica la posición aproximada del cauce principal (o uno de ellos?) del Guadalquivir en época romana (Borja y Barral, 2005).

El objetivo del presente trabajo se centra en la caracterización crono-sedimentaria del proceso de migración del Meandro de Sevilla, en relación con una dinámica urbanística de algo más de mil años: desde Hispalis (ss. I-II) a Isbilis (ss. XII-XIII). La investigación recoge, principalmente, los resultados de la excavación arqueológica llevada a cabo durante el pasado año en el antiguo solar del Monasterio de San Juan de Acre², situado en el sector noroccidental del casco histórico de la ciudad,

aunque se ha contado con el apoyo de otras numerosas intervenciones arqueológicas y varios sondeos rotatorios (Barral, 2004; Borja y Barral, 2005).

Tres son las grandes unidades que definen, de muro a techo, la secuencia geoarqueológica del área estudiada (Fig.2), las cuales ponen en evidencia las relaciones existentes entre el proceso de migración lateral del meandro y las características del registro de la mitad occidental del caso histórico sevillano:

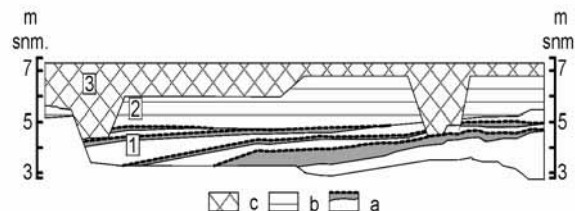


Fig.2. Sección transversal síntesis (W-E) del área de San Juan de Acre (a: arenas; b: limo-arcillas; c: formación ocupacional).

- Barras de meandro (1). Se compone de depósitos de arenas y limos de color pardo cuyas diferencias en granulometría, laminación, contactos erosivos, etc. han permitido identificar hasta 13 subunidades. El análisis de las mismas certifica la presencia de sucesivos depósitos de *point bar* que, a lo largo de un perfil de casi 100 m muestra una granoselección decreciente, una estratificación cruzada curva de mayor escala hacia la base, sobre la que se disponen sucesivamente estratificación cruzada plana, laminación paralela y nuevamente *climbing ripples*, que culminan en un depósito de limos y arcillas asociados a un régimen de aguas tranquilas, (Corrales *et al.*, 1979; Miall, 1996). Según esto, la secuencia general recogida en el solar analizado se muestra cuatro grandes episodios de progradación o eventos individualizables dentro del proceso general de desplazamiento del meandro.

² Los técnicos responsables de la intervención arqueológica fueron: Araceli Rodríguez y Álvaro Fernández.

- Llanura de inundación edafizada (2). El cierre del registro de origen fluvial, viene representado por un potente depósito de limos y arcillas con entradas arenosas, correspondientes a un ambiente de llanura de inundación, en el que destacan episodios de mayor energía (*riadas*). Estos materiales muestran un perfil edáfico del tipo *fluvisol*. (Borja, 1992) y, localmente, incorporan restos arqueológicos de época islámica y/o se ven decapitados y cubiertos por nuevas formaciones superficiales de carácter ocupacional pertenecientes a los ss. XI-XII.

- Formaciones superficiales ocupacionales (3). Se trata de acumulaciones diversas de origen antrópico situadas a techo de los depósitos fluviales descritos en la unidad anterior, a los que se superponen generalmente mediante un contacto erosivo. Los niveles de la base de este conjunto de estructuras y materiales arqueológicos pertenece al tránsito de los siglos XI - XII, datación que se utilizará como límite cronológico de cierre de la secuencia sedimentaria debida a la migración del meandro. Se entiende que a partir de estos momentos queda interpuesta la muralla que separa el área de estudio del canal del Guadalquivir, por lo que, a partir de la dominación Almohade, este sector urbano queda definitivamente protegido de la influencia directa de las riadas y, con ello, libre de la incorporación de nuevos sedimentos fluviales al registro.

En cuanto a la reconstrucción paleogeográfica del periodo general, son 5 las grandes fases detectadas:

-Fase Prerromana (desplazamiento hacia levante del canal). Durante esta etapa la llanura aluvial se ve sometida a una dinámica morfo-sedimentaria propia del modelo *meandriforme* que exhibe el Guadalquivir desde hace siglos. Por otros estudios realizados en la ciudad (Borja y Barral, 2005) se sabe que el cauce principal del Guadalquivir se desplazó, primero, hacia el E (época prerromana) y luego, con el cambio de Era, hacia el W, momento en el que da comienzo su definitivo alejamiento de *Hispalis*. El límite oriental de este primer traslado viene marcado por las estructuras arqueológicas del s. I d.C. conservadas *in situ* al pie del escarpe occidental de la baja terraza fluvial que sirvió de peana para la fundación de la ciudad protohistórica (*Spal*).

-Fase Romana-Altomedieval (rápida extensión del meandro). La migración del cauce hacia el W provoca la destrucción del registro arqueológico correspondiente al período romano, no hallándose resto alguno de este momento en el ámbito urbano demarcado por la antigua posición del cauce y la actual (Fig.1). Según estos datos, cabe considerar que el paso del canal por el solar de San Juan de Acre y la configuración de los depósitos de *point bar* detectados en la base de su secuencia sedimentaria deberían ser posteriores a época Romano-Imperial, quedando culminado con la entrada del s. XII.

-Fase Altomedieval (aluvionamientos). Esta etapa da paso a un nuevo contexto hidro-geomorfológico con predominio de facies de *llanura de inundación*. La entrada de estos nuevos acúmulos al registro queda controlada por el régimen fluvial (las *crecidas*), así como por la topografía ondulada heredada de la fase anterior. Este tipo de *facies* de material fino alternan en la llanura aluvial de estos momentos con otras de

textura gruesa asociadas a roturas de orillas y desbordamientos violentos (*chute bar / crevasse splay*), así como con sedimentos ricos en materia orgánica (*facies de encharcamiento*). La presencia de cualesquiera de ellas informa de un episodio generalizado de reactivación hidro-dinámica que, con la entrada de la Edad Media, eleva las cotas "romanas" de la llanura aluvial hasta unos +5 m, o algo más dependiendo de los sectores.

-Fase Plenomedieval-Bajomedieval (edafización de la llanura aluvial; estabilidad). El techo de los depósitos incorporados durante la fase anterior suele presentar una sensible evolución post-sedimentaria que permite hablar de una cierta estabilidad hidro-geomorfológica en la llanura. Este decaimiento de la morfogénesis aluvial se afianza con el final de la Edad Media, siendo en torno al período Almohade cuando se producen las condiciones hidrodinámicas más adecuadas para un leve desarrollo de horizontes edáficos, lo cual viene a reforzarse con la interposición de la cerca urbana que termina por individualizar una importante porción de la vega urbana (Borja, 1995). Aunque se trata de suelos de poca evolución, la presencia de *fluvisoles* marca una suerte de paleotopografía en el conjunto de la llanura aluvial, ya que también aparecen fuera de la cerca medieval, no habiendo constancia hasta el XV de un cambio del régimen de *estabilidad* que los mantiene.

-Fase Bajomedieval-Actualidad (ocupación urbana). La construcción de la muralla Almohade representa para el área de estudio la consolidación definitiva de los acúmulos urbanos, lo cual se refleja igualmente en todo el sector occidental del casco histórico. No obstante, y aun sin ser el caso del área de San Juan de Acre, en algunos ámbitos intramuros que quedaron baldíos durante años, puede reconocerse la incorporación de sedimentos fluviales con posterioridad al final del Medievo, como consecuencia de las grandes riadas de la Edad Moderna que lograron arruinar temporalmente algunos paños de las defensas urbanas.

Agradecimientos: Contratos (A^{os} 68-83) Universidad de Huelva y Arqueología y Gestión, S.L.L.

Referencias bibliográficas

- Barral, M.A. (2004). *Estudio Geoarqueológico de la ciudad de Sevilla. Antropización y Reconstrucción Paleogeográfica durante el Holoceno reciente (aprox. últimos 2.500 años)*. Tesis Doctoral U. Huelva, 655 pp.
- Borja, F. (1992). *Pleistoceno reciente, Holoceno y períodos históricos del SW de Andalucía. Paleogeografía de medios litorales y fluvio-litorales de los últimos 30.000 años*. Tesis Doctoral U. Sevilla, 520 pp.
- Borja, F. (1995). *El Río de Sevilla. La llanura aluvial del Guadalquivir durante los tiempos históricos*. En: M. Valor (Coord): *El último siglo de la Sevilla Islámica, 1147-1248*-Universidad de Sevilla y Gerencia Municipal de Urbanismo. Sevilla, 24-37
- Borja, F. & Barral, M.A. (2005). Evolución histórica de la vega de Sevilla. En: *La Catedral en la Ciudad (I). Sevilla de Astarté a San Isidoro*. (A. Jiménez, ed.). Aula Hernán Ruiz. Catedral de Sevilla, 5-36.
- Corrales, I.; Rosell, J.; Sánchez, L.M.; Vera, J.A. & Vilas, L. (1977). *Estratigrafía*. Ed. Rueda, 718 pp.
- Miall, A.D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer, Berlin, 582 pp.



GEOARQUEOLOGÍA URBANA DE SEVILLA. EVOLUCIÓN DE LA VAGUADA DEL ARROYO TAGARETE DURANTE EL HOLOCENO (LLANURA ALUVIAL DEL GUADALQUIVIR)

F. Borja (1) y C. Borja (2)

- (1) Dpto. Historia II. Facultad de Humanidades, Universidad de Huelva. Avda. de las Fuerzas Armadas, s/n. 21007-Huelva. fborja@uhu.es
 (2) Dpto. de Geografía Física y A.G.R. Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla, s/n. 41004-Sevilla. cesarborja@us.es

Abstract (Urban Geoarchaeology. Holocene evolution of Tagarete River (Guadalquivir floodplain). Seville, southern Spain): Tagarete is a small tributary by the left margin of the Guadalquivir River in Seville (South-western of Spain). We analyzed samples come from numerous deep drill cores (-8,80 m to +10 m) and archaeological excavations (+2 m to + 8,80 m) done in the Tagarete ancient valley. The sedimentary and archaeological study of the records allows establishing a Holocene palaeogeographic sequence with several phases and events. We detected the occurrence of two events with remarkable hydrodynamic stability in the recent Holocene phase (the Roman period and the final time of the Middel Age) that favours the urban occupation of this floodplain sector, mainly during the first one.

Palabras clave: Arroyo Tagerete, Geoarqueología urbana, reconstrucción paleogeográfica, Holoceno.

Key words: Tagarete River, urban geoarchaeology, palaeogeographic sequence, Holocene.

El presente estudio de *geoarqueología urbana* se centra en el análisis del registro sedimentario y arqueológico de la Vaguada del Tagarete, así como en la interpretación de los procesos naturales y antrópicos que intervienen en su configuración durante el Holoceno. El Tagarete es un afluente menor del Guadalquivir por su margen izq., al que accede a la altura de la Torre del Oro desde que su tramo final fuera entubado en el siglo XVIII (Fig.1); aunque hoy día ha desaparecido de la trama urbana fosilizado bajo el caserío, su influencia sobre el flanco oriental de la ciudad se mantuvo vigente desde el origen de la misma hasta su desvío definitivo en el siglo XIX.

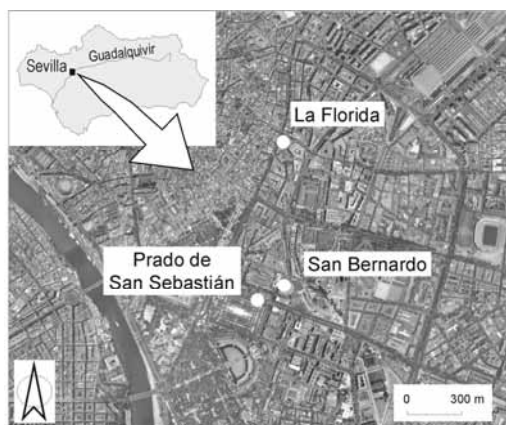


Fig. 1. Localización del área de estudio.

Se han estudiado los sectores de la ciudad conocidos como *La Florida*, *San Bernardo* y *Prado de San Sebastián*, y el material objeto de estudio procede, en los dos primeros casos, de sondeos rotatorios con extracción de muestra continua y, en el último, de excavaciones arqueológicas realizadas con ocasión de las obras del Metro de Sevilla (Pozo *et al.*, 2007).

En La Florida se realizaron 4 sondeos rotatorios, tres 10 m y uno de 25 m de profundidad. El análisis integral del registro ha permitido identificar un total de 6 *unidades geoarqueológicas*:

- FLO-U1 (<-8,80 m): Margas Azules (Mioceno sup.).
- FLO-U2 (-8,80 / +0,80 m): Banco de gravas con matriz arenosa de carácter aluvial adscrito, según el contexto regional, al cierre del Pleistoceno.
- FLO-U3 (+0,80 / +2 m): Unidad arcillosa de tonalidad negra y rasgos turbosos del Holoceno medio³.
- FLO-U4 (+2 / +4 m): Unidad de arcillas laminadas de grises a pardas. Llanura aluvial con síntomas de estabilidad edáfica adscrita a época prerromana que acoge a techo restos cerámicos de los siglos I-II d.C.
- FLO-U5 (+4 / +7 m): Unidad muy heterogénea de matriz arcillosa con registro arqueológico de época Almohade (siglos XII-XIII). Vertedero urbano.
- FLO-U6 (+7 / +10 m): Relleno de origen antrópico con abundante material constructivo y matriz limosa de Edad Moderna (siglos XVII-XVIII) y actuales.

Aguas abajo de la Florida, en el área de San Bernardo, son 10 los sondeos realizados, siendo la profundidad máxima alcanzada de 29 m y 7 las *unidades geoarqueológicas* definidas:

- SB-U1 (<-8 m): Margas Azules (Mioceno sup.).
- SB-U2 (-8 / +0,5 m): Depósito de gravas y bolos con matriz arenosa (aluvial del Pleistoceno superior).
- SB-U3 (+0,5 / +3 m): Unidad de arcillas y turbas de cronología Holoceno medio.
- SB-U4 (+3 / +4,5): Llanura aluvial de arcillas grises laminadas con carbonatos, *gravilla arqueológica* y, a techo restos romanos. Adscripción prerromana.
- SB-U5 (+4,5 / +6 m): Acúmulo aluvial de arcillas grisáceas con restos arqueológicos que arrojan una cronología de tardorromano a altomedieval.

³ Cf. Borja *et al.* (en esta misma obra) y Barral, 2004.

-SB-U6 (+6 / +8 m): arcillas limosas aluviales pardogrisáceas con pasadas de arenas y materiales arqueológicos de los siglos XVI a XVIII.

-SB-U7 (+8 / +10 m): Relleno heterogéneo subactual.

Ya en la confluencia del antiguo Tagarete con la llanura aluvial del Guadalquivir, el corte arqueológico ubicado en el Prado de San Sebastián arroja una secuencia con 6 *unidades geoarqueológicas*:

-PSS-U1 (< +2 m): Aluvial de gravas regionalmente adscrito al Pleistoceno superior.

-PSS-U2 (+2 / +3,5 m): Arcillas con carbonatos. Llanura de inundación de cronología prerromana.

-PSS-U3 (+3,5 / +4,6 m): Unidad heterogénea con matriz limo-arcillosa y abundantes estructuras de uso funerario de época romano imperial (siglos I-II d.C.) que perforan, en parte, la unidad infrayacente.

-PSS-U4 (+4,60 / +5,4 m): Depósito aluvial de limo-arenas con incorporación de restos romanos y, sobre todo, islámicos (siglos XI y XII).

-PSS-U5 (+5,45 / 6,9 m). Unidad areno-limosa (facies de *levée*) con restos arqueológicos de Edad Moderna (siglos XVI y XVII).

-PSS-U6 (+6,85 / +8,8 m): Relleno antrópico reciente.

Esta secuencia geoarqueológica permite establecer la siguiente evolución paleogeográfica:

-Al final del Pleistoceno superior, con una baja posición del nivel del mar, queda conformada la plataforma detrítica que, en discordancia sobre la formación de Margas Azules, constituye uno de los más bajos escalones del sistema de terrazas del Guadalquivir por su margen izquierda, cuyo techo enrasa entre +0,5/+2 m.

-Con la subida post-flandriense del nivel del mar (*Transgresión Flandriense*) se configura el gran estuario con el que se identifica la desembocadura del Guadalquivir durante toda la Antigüedad. Los límites de esta gran ensenada marina alcanzarían el emplazamiento de la actual ciudad de Sevilla, invadiendo el área de la vaguada del Tagarete, como atestigua la presencia de sedimentos turbosos en La Florida y San Bernardo (+2/+3 m) que, datados en otros puntos cercanos, arrojan cronologías en torno a 7.000 - 8.000 cal BP⁴. Su ausencia en Prado de San Sebastián indicaría una posición más cercana del área al reborde de la terraza fluvial identificada para la etapa anterior (+2 m).

-A partir de este momento, una vez estabilizado el alto nivel marino del Holoceno medio, los sedimentos aluviales se hacen presentes en la secuencia. Los más recientes de la serie pre-ocupacional se reconocen conforme nos acercamos al primer milenio BC, etapa en la que el Guadalquivir ve reforzado su dispositivo meandriforme (Borja y Barral, 2005). Vinculada a este dispositivo hidro-geomorfológico, la vaguada del Tagarete registra la presencia de una formación sedimentaria del tipo llanura aluvial de limos con carbonatos, cuya génesis se ha asociado con época prerromana, en posible concordancia con la pulsación positiva del nivel del mar que tiene lugar entre 2.700 y 2.400 cal BP (Borja *et al.*, 1999).

-Estabilizado el techo de esta unidad a cotas en torno a +3 / +4 m, y coincidiendo con una nueva baja posición del nivel del mar, se registra la primera ocupación extramuros de la *Hispalis* Imperial: la necrópolis de los siglos I-II d.C del Prado de San Sebastián (+4,6 m). El paso del final de la época romana hasta la entrada del período medieval se salda, desde el punto de vista morfo-dinámico, con una nueva fase de reactivación fluvial y la incorporación de nuevos depósitos aluviales a la vega, los cuales amortizan el nivel de estabilidad de época romana estableciendo una nueva superficie de referencia en torno a +6 m. Un nuevo período de estabilidad Bajomedieval dotará a este techo de un cierto desarrollo edáfico (*fluvisoles*).

-Finalmente, la secuencia se repite y una nueva fase de reactivación fluvial provoca una importante entrada de sedimentos sobre la topografía medieval. En La Florida estos materiales se asocian claramente a las inundaciones del Tagarete, mientras que en Prado de San Sebastián se reconocen estructuras de *levée* que evidencian una vinculación efectiva de la vaguada con la dinámica meandriforme del Guadalquivir. Esta fase se corresponde plenamente con la Edad Moderna, y sus sedimentos constituyen la base del tradicional paisaje de *prados periurbanos* del sector suroriental de la ciudad hasta el siglo XIX.

En síntesis, tras el cierre del episodio de máxima afección marina (Holoceno medio), la vaguada del Tagarete se ve sometida a una progresiva incorporación de aportes aluviales (Holoceno reciente). En esta última fase, primero predominan los depósitos vinculados con la dinámica general de la llanura aluvial del Guadalquivir y, posteriormente, los conducidos por las propias *riadas* del Tagarete. Dos episodios concretos destacan en estos últimos miles de años por reportar una cierta estabilidad a la llanura aluvial: la Época Romana y la Baja Edad Media; siendo sólo en el primero de ellos cuando se produce una ocupación efectiva de la vaguada, la cual permanece desde entonces desocupada hasta el siglo XIX.

Agradecimientos: Contratos de Investigación (A^{OS}. LOU 68 y 83) suscritos entre la Universidad de Huelva y Novaindes, SA, EPSA (Junta Andalucía) y Metro de Sevilla. AXAN, SL.

Referencias bibliográficas

- Barral, M.A. (2004). *Estudio Geoarqueológico de la ciudad de Sevilla. Antropización y Reconstrucción Paleogeográfica durante el Holoceno reciente (aprox. últimos 2.500 años)*. Tesis Doctoral U. Huelva, 655 pp.
- Borja, F. (1992). *Pleistoceno reciente, Holoceno y períodos históricos del SW de Andalucía. Paleogeografía de medios litorales y fluvio-litorales de los últimos 30.000 años*. Tesis Doctoral U. Sevilla, 520 pp.
- Borja, F. & Barral, M.A. (2005). Evolución histórica de la Vega de Sevilla. En: *La Catedral en la ciudad (I). Sevilla de Astarté a San Isidoro* (A. Jiménez, ed.). Aula Hernán Ruiz. Sevilla. Inédito, 5-36.
- Borja, F., Zazo, C., Dabrio, C. J., Díaz del Olmo, F., Goy, J. L. & Lario, J. (1999). Holocene aeolian phases and human settlements along the Atlantic coast of southern Spain. *The Holocene*, 9 (3), 333-339.
- Pozo, F., Hunt, M. & Mercado, L. (2006). Actuaciones arqueológicas en la construcción de la Línea 1 del Metro de Sevilla. En: *Patrimonio Arqueológico y Paleontológico en las Obras de Ampliación del Metro de Madrid*, 205-216. C.T.I. Comunidad de Madrid.

⁴ Ídem nota 1.



EL REGISTRO HOLOCENO DEL ESTUARIO DEL GUADALQUIVIR EN EL ÁREA DE SEVILLA: APROXIMACIÓN GEOARQUEOLÓGICA

F. Borja (1), M. Hunt (2) J.L. Uberta (3), C. Zazo, C. (4), C.J.Dabrio (5), J.L. Goy (6), M.A. Barral (1), Y. Llergo López (3) y C. Borja (7)

- (1) Dpto. de Historia II, Fac. Humanidades, U. de Huelva, Fuerzas Armadas, s/n. 21071-Huelva. fborja@uhu.es mabarral@uhu.es
 (2) Dpto. de Prehistoria y Arqueología, Fac. de G^a. e H^a, Univ. de Sevilla. María de Padilla, s/n. 41003-Sevilla. mhunt@us.es
 (3) Dpto. de Botánica, Ecología y Fgía, Vegetal, U. de Córdoba, Campus de Rabanales. 14071-Córdoba. bv1ubjij@uco.es
 (4) Dpto. de Geología, M.N.C.N – CSIC, C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006-Madrid. mcncz65@mncn.csic.es
 (5) Dpto. de Estratigrafía (UCM)-I.G.E. (CSIC), Universidad Complutense de Madrid, 28040-Madrid. dabrio@geo.ucm.es
 (6) Dpto. de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37008-Salamanca. joselgoy@usal.es
 (7) Dpto. de G^a. Física y A.G.R. Fac. de G^a. e H^a, Universidad de Sevilla, María de Padilla, s/n. 41004-Sevilla. cesarborja@us.es

Abstract (The Holocene record of Guadalquivir estuary near Seville: Geoarchaeological approach): We study the sedimentary internal area filling of Guadalquivir estuary, near Seville. The sediment samples come from two cores drilled in San Fernando Street, located to the south of the historical town. They are separated about 200 m and they have deepened something more than 18 m, reaching the geologic formation of Margas Azules (late Miocene). Methodologically, we used sedimentology, palynology (twenty-two samples distributed between 2 m and 12.35 m of depth) and radiocarbon data (six samples spread between 4 m and 12 m of depth), as well as the analysis of the archaeological record. All it allows to establish a palaeogeographic sequence characterised by three great phases: marine transgression episode (Lower-middle Holocene vertical aggradation); alluvial episode with final progressive human influence (Middle-recent Holocene lateral progradation); and urban occupation episode with cyclic alluvial influence (Recent Holocene).

Palabras clave: Estuario del Guadalquivir, Holoceno, Geoarqueología, Sevilla.

Key words: Guadalquivir estuary, Holocene, Geoarchaeology, Seville (Spain).

En comparación con otros ámbitos del Golfo de Cádiz (Tinto-Odiel, Guadalete...), el conocimiento de la secuencia post-glacial del estuario del Guadalquivir está aún en ciernes (Zazo *et al.*, 1999; en prensa). En el presente trabajo se plantea un análisis de dicha secuencia referido a su parte interna (entorno de la ciudad de Sevilla), planteando las bases de su evolución paleogeográfica desde un punto de vista geoarqueológico (Borja, 1992; Borja y Barral, 2005).

El material utilizado en la investigación procede de dos sondeos rotatorios practicados en la calle San Fernando, al sur del casco histórico en plena llanura aluvial del Guadalquivir (Fig.1). Las perforaciones se realizaron en el marco de la actuación arqueológica de la que debería, teóricamente, haber sido la Estación de *Puerta de Jerez* del Metro de Sevilla. Separados entre sí unos 200 m, dichos sondeos han profundizado hasta -10 m bajo una rasante de calle situada a +8 m; habiéndose alcanzado, después de atravesar bancos de espesores diversos de limos, arcillas (a tramos muy rica en materia orgánica), arenas y gravas, el techo de la formación geológica de las *Margas Azules* (Mioceno superior).

Desde el punto de vista metodológico, en este trabajo se ha combinado el estudio sedimentológico del conjunto de la columna con el análisis del registro polínico procedente de 22 muestras repartidas entre +6,05 y -4,35 m. Asimismo, se han analizado los restos cerámicos y constructivos rescatados en el testigo (+8 a -0,30 m), los cuales se han correlacionado con el registro arqueológico obtenido sistemáticamente en el transcurso de la mencionada excavación en calle San Fernando (+8 a +4 m aprox.).

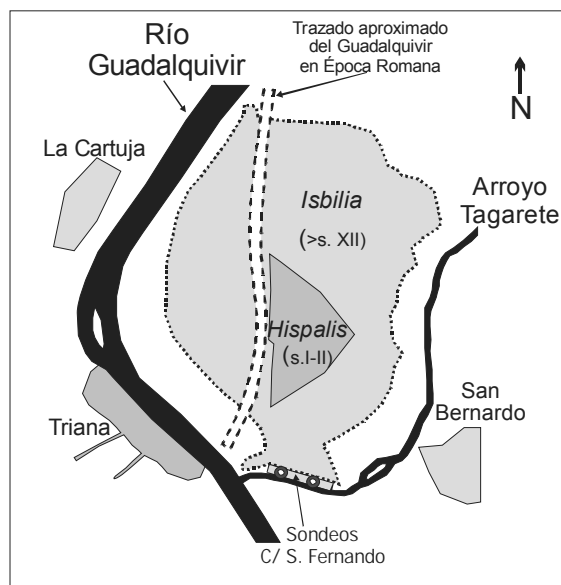


Fig.1. Localización del área de estudio en el entorno de la vega urbana de Sevilla (aprox. S. XVIII)

Adicionalmente, se han obtenido seis marcas cronológicas mediante ¹⁴C que, localizadas entre +2,05 y -4,35 m, han arrojado edades comprendidas entre 7.800±60 y 2.800±50 BP.

La secuencia resultante, sintetizada en la Fig.2, queda como sigue:

-La base del relleno sedimentario está constituida por la formación geológica de las Margas Azules (Messiniense sup), cuyo techo se emplaza a -10 m.

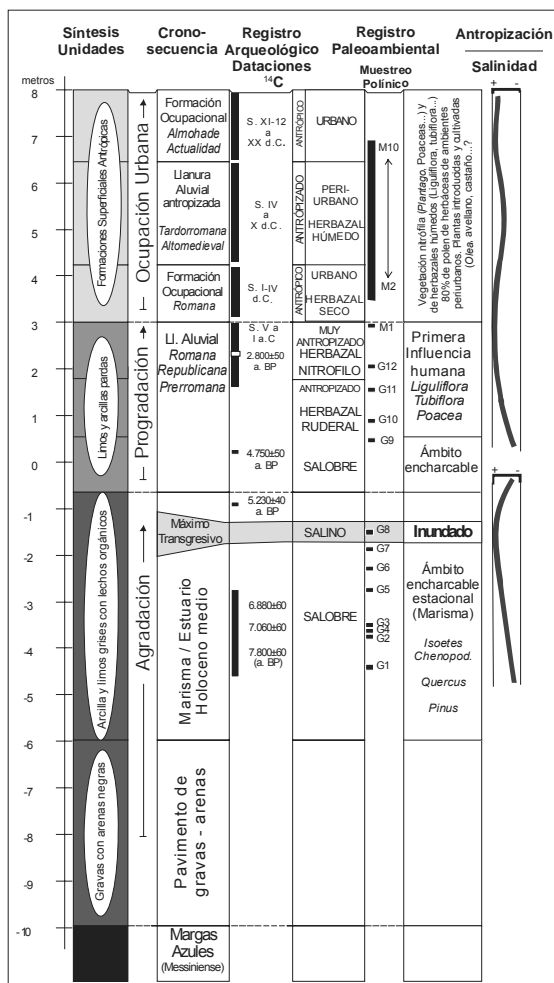


Fig. 2. Síntesis de la secuencia sedimentaria del estuario del Guadalquivir en el área de Sevilla durante el Holoceno.

-Al final del tramo que va de -10 m a casi -1 m se asiste al afianzamiento de un medio plenamente estuarino (Holoceno antiguo-medio), el cual arranca con un primer episodio de acumulación de gravas con techo de arenas de tonalidad negruzca, aún sin datar. Por encima se alojan varios metros de arcillas grisáceas ricas en restos orgánicos sobre las que se establece el tránsito de unos ambientes salobres encharcables estacionalmente (G1 a G7), a otros salinos e inundados de forma permanente (G8) (*Isoetes*, *Chenopodiaceas*...). Las cronologías registradas para este episodio van desde 7.800±60 a 5.230±40 BP (Holoceno antiguo-medio), registrándose en él un evento de máximo avance marino con una cierta anterioridad a esta última fecha.

-Por encima (de -1 a +3 m), la segunda fase de la secuencia se caracterizaría por la presencia de sedimentos limo-arcillosos pardos y por su carácter de transición hacia un medio plenamente urbano. El impacto antrópico se hace cada vez más presente conforme avanza esta fase (*Liguliflora*, *Tubiflora*, *Poaceas*...), la cual se extiende entre el III y el I Milenio BC. (4.750±50 BP / ss. V a II-I)⁵. Esta

discontinuidad denota el tránsito de un ambiente salobre *encharcable* (G9) a otro con predominio de la morfo-dinámica aluvial y desarrollo de depósitos a cuyo techo aparecen concreciones carbonatadas (*Llanura aluvial Prerromana-Romana Republicana*), al tiempo que se registra una importante caída de polen arbóreo (*Quercus*, *Pinus*...), así como el paso de un herbazal de facies ruderales a otro de carácter nitrófilo (G10 a M1).

-Finalmente, entre +3 y +8 m, se consuma la expansión urbana sobre el área de estudio. La serie sedimentaria incluye *formaciones ocupacionales*, especialmente en los tramos correspondientes a las épocas Romano-Imperial (ss. I a IV) y a partir de la época Bajomedieval en adelante (> ss. XI-XII). Desde el punto de vista paleoambiental, el 80% del registro polínico de estos momentos es de tipo herbáceo, correspondiéndose con una vegetación nitrófila de medios periurbanos y prados secos (M2 a M12). Sólo en el paréntesis que supone el tránsito tardorromano-altomedieval (aprox. ss. IV-X), donde se identifica una reactivación de la hidrodinámica fluvial del conjunto de la Vega que eleva sus cotas por encima de los +5 m (Borja y Barral, 2005), se registran herbáceas de prados húmedos. Este periodo recoge también una importante entrada de plantas cultivadas (*Olea*, avellano, castaño).

En síntesis, la base de la secuencia del estuario del Guadalquivir en el área de Sevilla está condicionada por la subida post-glacial del nivel del mar, cuyo máximo podría establecerse en ca.6.000 BP. Con posterioridad, se asiste a la instauración progresiva de la actual llanura aluvial de canal meandriforme del Guadalquivir, cuyos primeros depósitos recibirán el impacto de la presencia humana y, llegado el cambio de Era, la ocupación urbana, primero de carácter efímero y, finalmente, ya de forma estable (Roma Imperial). Esta ocupación de la llanura aluvial se hará definitiva tras el paréntesis abierto durante la alta-plena Edad Media, cuando una reactivación de la dinámica aluvial fosilizó bajo nuevos sedimentos parte de *Hispalis* que ocupó la Vega durante el Imperio, y una vez cercada la ciudad medieval por las defensas de época Almohade.

Agradecimientos: Es contribución a CGL2005-01336/BTE y al IGCP-495; Contratos de Investigación Universidad de Huelva con Metro de Sevilla y Patronato del Real Alcázar.

Referencias bibliográficas

- Borja, F. (1992). Tes. Doc. Universidad de Sevilla. 469 pág.
 Borja, F. & Barral, M.A. (2005). Evolución histórica de la Vega de Sevilla. En: *La Catedral en la ciudad (I). Sevilla de Astarté a San Isidoro* (A. Jiménez, ed.). Aula Hernán Ruiz. Sevilla. Inédito, 5-36.
 Borja, F. & Barral, M.A. (en prensa) Secuencia geoarqueológica y reconstrucción paleogeográfica del entorno del Real Alcázar de Sevilla. Patronato del R.A.S./Ayto. de Sevilla.
 Zazo, C., Dabrio, C.J., González, J., Sierro, F., Yll, E.I., Goy, J.L., Luque, L., Pantaleón-Cano, J., Soler, V., Roure, J.M., Lario, J., Hoyos, M. & Borja, F. (1999). The records of the latter glacial and interglacial periods in the Guadalquivir marshlands (Mari Lopez Drilling, SW Spain)- *Geogaceta*, 26:119-122.
 Zazo, Z., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Lario, J., Cabero, A, Silva, P.G., Bardají, T. Mercier, N., Borja, F. & Roquero, E. (en prensa). The coastal archives of the last 15ky in the Atlantic-Mediterranean Spanish linkage area: sea level and climate change. *Quaternary International*.

⁵ Repárese en que un poco más al norte del emplazamiento estudiado, en el Real Alcázar de Sevilla, se encuentra la frontera sur de la ciudad protohistórica (<S. VIII), situada sobre la baja terraza fluvial de la margen izquierda del Guadalquivir (Borja y Barral en prensa).



LA GESTIÓN DE LOS RECURSOS EN LOS ASENTAMIENTOS MUSTERIENSES DE LA ERMITA Y MILLÁN (HORTIGÜELA, BURGOS)

C. Díez (1), M. Navazo (1) y R. Alonso (1)

(1) Área de Prehistoria. I+D+i. Universidad de Burgos. Plaza Misael Bañuelos s/n. 09001 - Burgos. clomana@ubu.es.

Abstract (Resource usage at two mousterian sites: La Ermita and Millán (Hortigüela, Burgos): Two rich Upper Pleistocene archaeological caves in the middle valley of the Arlanza River (Burgos) are well known since the 1980s: Millán and La Ermita. Several archaeological excavations have yielded a large number of lithic elements and a smaller amount of bones. This assemblage has permitted the characterization of the "Quina Mousterian". However, neither a study of the provisioning systems and lithic exploitation methods nor an analysis of the bone remains have ever been done to define the degree of human involvement in the formation of the sites. This paper analyzes these aspects, including unpublished archaeological material and focusing on the use of the biotic and abiotic resources. We compare the two sites and propose a functional interpretation linked to seasonality and the special treatment of hides and leather.

Palabras clave: Paleolítico medio, Materias primas, Subsistencia, Hortigüela (Burgos)

Key words: Middle Paleolithic, Raw materials, Subsistence, Hortigüela (Burgos)

Introducción

Este estudio pretende sumarse al debate en la actualidad existente sobre las capacidades de los grupos neandertales y las posibles diferencias en su comportamiento económico respecto a los denominados "anatómicamente modernos" (Bar-Yosef, 2002). Para ello hemos estudiado los restos líticos y óseos de los asentamientos musterienses clásicos de La Ermita y Cueva Millán (Valle del Arlanza, Hortigüela, Burgos), centrándonos en varios aspectos que son inéditos: análisis completo de los restos líticos de superficie de Millán (recuperados por el colectivo Arqueológico Salense en los años 70); estudio mediante ICP de las materias primas silíceas, tanto naturales, del entorno inmediato a los dos sitios, como de varias piezas arqueológicas de Millán y de La Ermita; estudio del sistema de explotación desarrollado durante las ocupaciones humanas, mediante el análisis primordialmente de los núcleos; y revisión de los restos óseos, identificando nuevas especies y estudiando las señales dejadas por los homínidos en el tratamiento de los vertebrados.

Ambos lugares se encuentran separados 1,3 kms. La Ermita es una cueva abierta sobre el Arlanza en la que se han reconocido cuatro niveles, de los que el nivel 5a tiene una fecha dudosa de 31,1±550 BP. Millán es un abrigo en un valle transversal al Arlanza que contiene tres niveles arqueológicos, con el nivel 1a datado en 37,6±700 BP y el nivel 1b en 37,45±650 BP (Moure y García-Soto, 1983; Moure *et al.*, 1997). Según los trabajos anteriores, ambos sitios se encuadrarían dentro del Musteriense charentense quina, con una fecha cercana al Hengelo. Los ocupantes de estos enclaves serían, de acuerdo a su cronología y filiación técnica, grupos de cazadores neandertales.

Los recursos abióticos

Se han tomado muestras de sílex natural en tres afloramientos cercanos a ambos asentamientos,

distinguiendo en uno de ellos entre caja caliza y caja de arcillas. A su vez hemos seleccionado cinco piezas de sílex arqueológico de superficie tanto de La Ermita como de Millán. El análisis con Espectrometría de Masas, permite caracterizar cada muestra, reconociendo diferencias entre ellas por su composición, dado que esta técnica es capaz de detectar la mayoría de los elementos de la tabla periódica. Localizados los afloramientos naturales de sílex, nos interesa ahora explicar por qué recogían materia prima de unos sitios y de otros no, y si los grupos de La Ermita y Millán se aprovisionaban en los mismos lugares y si existen diferencias en cuanto a la gestión de aprovisionamiento de recursos abióticos.

MILLÁN	Sílex	Cuarcita	TOTAL
Núcleos	41	2	43
Lascas	738	79	817
Retocados	206	18	224
Frag.	65	10	75
TOTAL	1050	109	1159

Tabla 1. Relación de categorías estructurales recuperadas en el nivel superficial de Cueva Millán.

El nivel superficial de Millán cuenta con 1159 restos líticos (Tabla 1), sobre los que apreciamos talla "in situ" con técnicas discoide y quina y alguna levallois. Los núcleos están muy agotados, apreciando frecuentes reavivados y varios ejemplos con dobles pátinas. Predominan las lascas micro y pequeñas, planas, pero también se reconocen lascas laminares y hojitas, que deben proceder de varios núcleos prismáticos documentados. Los morfotipos más abundantes son las raederas, la mayoría laterales convexas, y los denticulados, con numerosas escotaduras, entre las que documentamos dobles, opuestas y sobre lascas retocadas. También abundan las piezas con huellas de uso.

Millán superficie se asemeja mucho al nivel 5b de La Ermita, mientras que el nivel superior (5a) de este sitio, aunque dentro de una misma dinámica

tecnológica, propia de los conjuntos musterienses, presenta productos de mayores dimensiones, en consonancia con una menor explotación de los núcleos. Hay también en La Ermita explotación discoide bifacial, alguna lasca levallois, así como núcleos y productos reavivados. Lo más destacable de la industria de La Ermita es la presencia de percutores, retocadores y yunques, es decir, objetos para machacar, para retocar y superficies de apoyo para labores de corte y percusión.

Los recursos bióticos

Los restos óseos de La Ermita analizados ascienden a 299, pudiéndose determinar la presencia de las siguientes especies de mamíferos: *Panthera pardus*, *Vulpes vulpes*, *Canis lupus*, Carnívora indet., *Equus caballus*, *Equus hydruntinus*, *Cervus elaphus*, *Rupicapra rupicapra*, *Capra pyrenaica* y Gran Bóvido, además de *Oryctolagus cuniculus*. Las mismas especies se reconocen en Millán, si exceptuamos a la pantera y añadimos *Stephanorhinus hemitoechus* y castor. Hay también gran número de peces (anguilas, truchas y bogas). Predominan caballo y ciervo en La Ermita, apreciándose más équidos, carnívoros y conejos en el nivel superior y más ciervos y rebecos en el inferior. En Millán son mayoría los conejos, ciervos y cabras. Desde la perspectiva estacional, el nivel 5a de La Ermita debió ser ocupado hacia el final del otoño, mientras que el 5b refleja animales muertos hacia el final del invierno. En lo que respecta a Millán, los peces parecen indicar una antrópica preferencia por su captura en la estación benigna (Roselló y Morales, 2006).

Se identifican en La Ermita alteraciones óseas por la actividad de carnívoros y homínidos, predominando las de estos últimos. Los carnívoros debieron influir más como carroñeros que como cazadores, y la mayoría de las marcas de dientes documentadas debieron ser realizadas por los cánidos. La intervención de los humanos sobre la fauna se manifiesta en la presencia de algunos huesos quemados, retocadores óseos (2), una gran diáfisis usada como superficie para cortar, y numerosos huesos con cortes, abundando las señales de despellejamiento y con varios especímenes con cortes sobre carne seca. Se interviene sobre todos los ungulados y los lagomorfos.

En Millán hay también una fragmentación extrema, con presencia de huesos rodados y muy pocos expuestos al fuego. Abundan los restos de dentición y acropodios, bastantes de ellos abiertos para el

aprovechamiento medular. Se identifican, como en La Ermita, mayor número de huesos con cortes de carnicería que huesos mordidos por carnívoros.

Conclusiones

En nuestra opinión, los grupos humanos del Valle del Arlanza responden a sociedades del final del Musteriense, con características muy progresivas en lo que se refiere a los modos de vida. La ocupación de los dos enclaves responde a una dinámica de aprovechamiento de amplio espectro, ya que se realizan ocupaciones estacionales alternativas, con consumo de animales de todos los tamaños, incluyendo peces y lagomorfos. La explotación exhaustiva de materias primas líticas locales responde a la realización de actividades enmarcadas quizá en un ámbito espacial y/o temporal limitador.

Entre las actividades que pudieron imprimir esa opción local podemos citar el aprovechamiento intensivo de las pieles y cueros en La Ermita y de los recursos acuáticos en Millán. La abundancia de piedras golpeadas y cortadas en La Ermita sería indicativa de la presencia de grupos de neandertales dedicados a actividades peleteras, mientras que el intenso aprovechamiento medular de las falanges de los herbívoros en Millán y los cortes de/sobre carne seca (o semicongelada) en aquél parece sugerirnos estaciones temporales no muy alejadas del invierno o la realización de consumos diferidos de los recursos cárnicos.

Agradecimientos: Trabajo enmarcado dentro del Proyecto BU01/04 de la Consejería de Educación de la Junta de Castilla y León. El Museo de los Dinosaurios de Salas de los Infantes, el Museo Provincial de Burgos y el Museo Arqueológico nacional nos permitieron analizar sus fondos arqueopaleontológicos. Marta Navazo es becaria de la Cátedra Atapuerca (Fundación Atapuerca-Fundación Duques de Soria).

Referencias bibliográficas

- Bar-Yosef, O. (2002). The Upper Paleolithic revolution. *Annual Review of Anthropology*, 31, 363-393.
- Moure, A. & García Soto, E. (1983). Cueva Millán y La Ermita: dos asentamientos musterienses en el valle medio del Arlanza. *Boletín del Seminario de Estudios de Arte y Arqueología*, 49, 5-30.
- Moure, A., Delibes, G., Castanedo, I., Hoyos, M., Cañaveras, J.C., Housley, R.A. & Iriarte, M.J. (1997). Revisión y nuevos datos sobre el musteriense de la cueva de La Ermita (Hortigüela, Burgos). *II Congreso de Arqueología Peninsular*, Vol. I. Porto (Portugal), 67-83.
- Roselló, E. & Morales, A. (2006). Ictiofaunas musterienses de la Península Ibérica. *Munibe*, 57, 183-195.



PROSPECCIÓN GEOARQUEOLÓGICA DE LAS TERRAZAS FLUVIALES DEL RÍO SELLA. LA INDUSTRIA LÍTICA DEL MODO 2 DEL YACIMIENTO AL AIRE LIBRE DEL CAXILI (PARRES, ORIENTE DE ASTURIAS)

J. Fernández-Irigoyen (1) y J. Ruiz-Fernández (2)

- (1) Dpto. de Historia, Universidad de Oviedo, Campus del Milán, c/ Teniente Alfonso Martínez s/n, 33011 - Oviedo. raitan2@hotmail.com.
 (2) Grupo de Análisis de Paisajes Naturales y Culturales, Dpto de Geografía, Universidad de Oviedo, Campus del Milán, c/ Teniente Alfonso Martínez s/n, 33011 - Oviedo.

Abstract (Geoarchaeological prospection of the Sella river fluvial terraces. Mode 2 lithic industry in the open air site of El Caxili. Parres, Eastern Asturias): The following are the first findings obtained from the geoarchaeological study of the Sella river fluvial terraces, in the Eastern part of Asturias. The most outstanding results have been the identification of 12 terrace levels, located at + 110, +75-80, + 60-65, +40-50, + 27-30, + 17, + 12, + 10, + 8, + 6 and + 4 m. above the actual level of the river. Archaeological works have resulted in the discovery of 30 prehistoric sites linked to the terraces, where 200 lithics artefacts have been found, some on the surface but most in stratigraphic sequences. Mode 2 lithic assemblages (Lower Palaeolithic) were found in level + 60-65 to + 30 m, Mode 3 lithic industry (Middle Palaeolithic) in level + 20 to + 10 m, and Mode 4 industry (Upper Palaeolithic) in level + 8 m.

Palabras clave: Geoarqueología; Terrazas fluviales; Yacimientos Paleolíticos; río Sella; Oriente de Asturias.

Key words: Geoarchaeology; Fluvial Terraces; Palaeolithic sites; Sella river; Eastern Asturias.

En este trabajo se exponen los resultados de las prospecciones realizadas en las terrazas fluviales del río Sella. Este río nace en la cuenca intramontañosa de Sajambre (León), fluye en su cabecera encajonado entre murallones de caliza carbonífera de Picos de Europa, provocando la creación de cañones y desfiladeros, hasta aguas abajo de Ceneña. A partir de dicho punto el valle discurre en dirección W-E a través de la Depresión prelitoral asturiana, para irse ensanchando progresivamente y dar lugar a amplias vegas fluviales en el entorno de Cangas de Onís y Arriendas, hasta llegar a su desembocadura en el mar Cantábrico, junto a la localidad de Ribadesella (Fig.1).

Nuestros trabajos en este valle han dado como resultado la identificación de una secuencia de terrazas fluviales compuesta por un total de 12 niveles, elevados a + 110, + 75-80, + 60-65, + 40-50, + 27-30, + 20, + 17, + 12, + 10, + 8, + 6 y + 4 m sobre el cauce actual del río; así como la realización de la cartografía geomorfológica entre Ribadesella y Cangas de Onís. Se han localizado 30 sitios con restos de ocupaciones prehistóricas asociados a estas terrazas, habiéndose encontrado más de 200 piezas líticas tanto en superficie como en estratigrafía (Fernández y Ruiz, 2005). De estas áreas con industria, 20 pertenecen al Paleolítico Inferior (Modo Industrial 2), 9 al Paleolítico Medio (Modo 3) y 1 al Paleolítico Superior (Modo 4).

Estableciendo una relación entre los diferentes modos industriales localizados y la altura de las terrazas en que estos aparecen, proponemos el siguiente rango de ocupación de las terrazas fluviales: en los niveles + 60-65 a + 27-30 m aparecen los complejos industriales del Modo 2 (Paleolítico Inferior), en los niveles + 20 a + 10 m los complejos del Modo 3 (Paleolítico Medio), y en el + 8 m las industrias del Modo 4 (Paleolítico Superior).

La estrategia de ocupación del espacio por las bandas paleolíticas respondía a una posición de fondo de valle, que ofrecía unas condiciones óptimas de: 1) cercanía al agua, 2) posibilidades de caza de animales, 3) disponibilidad de cantos rodados para tallar, 4) facilidad de tránsito al tratarse de zonas llanas. Las terrazas eran cómodas por ser zonas libres de inundaciones continuas y por estar relativamente elevadas respecto al fondo de valle, lo que permitía un dominio del entorno.

El yacimiento del Caxili, situado junto a la localidad de Cangas de Onís; se ubica sobre una terraza de

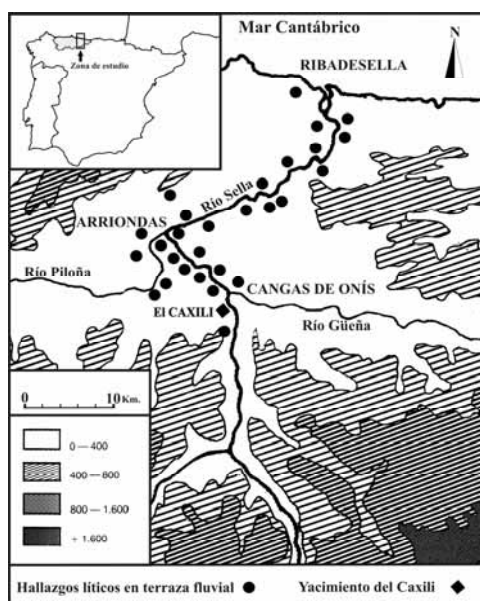


Fig.1. Mapa de localización de la zona de estudio. Representación de los hallazgos líticos y del yacimiento del Caxili.

bordes muy abruptos elevada a + 60-65 m, en la que fue posible distinguir varios cortes, ya que, en aquel momento, la zona se estaba urbanizando (Fig.1). Destaca especialmente una zanja de 2,50 m de espesor visible, en la que se ha podido identificar una secuencia estratigráfica compuesta de tres niveles. El nivel 1, el más superficial, de 70 cm de espesor se caracteriza por la abundancia de materia orgánica; por debajo aparece el nivel 2 integrado por aportes laterales que alcanza unos 10 cm de potencia. Finalmente a techo del nivel 3, que se configura como el depósito fluvial *sensu stricto*, se ha identificado un horizonte de ocupación con diversa industria lítica. Este N-3 presenta un espesor visible de 1,40 m. y está integrado por gravas y cantos rodados de cuarcita imbricados, no apreciándose bandas ni estratos definidos.

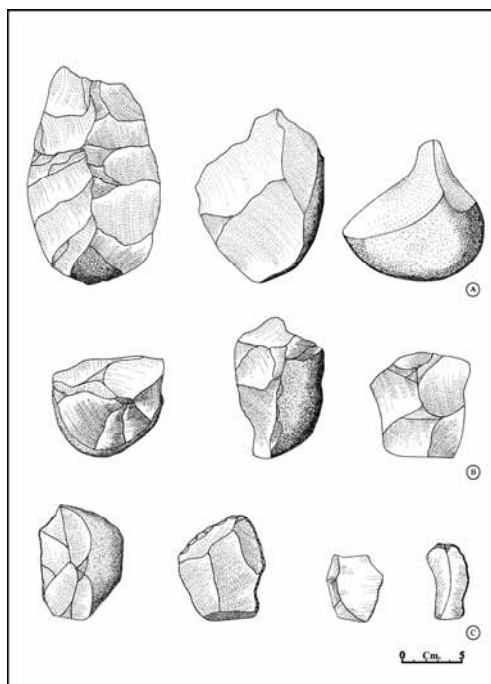


Fig.2. Industria lítica del Caxili. A. BN1GC y BN2GC: Bifaz, hendedor y pico triedro. B. BN1GE: diversos tipos de núcleos. C. BN2GC: diferentes tipologías de raederas.

En la industria (Fig.2), compuesta por un centenar de piezas, están presentes desde grandes BN1GC como bifaces, protobifaces, picos triedros y cantos tallados unificiales y bifaciales, a BN2GC (útiles sobre lasca) de grandes dimensiones, destacando el alto número de hendedores, algo muy característico de este tipo de industrias cantábricas (Montes, 2003). En el conjunto además de la presencia de morfotipos propios del Modo 2, como los presentados hasta el momento, hay una importante presencia de BN2GC de pequeño tamaño del tipo de: raederas, denticulados, muescas o cuchillos de dorso y de BP (restos de talla). La presencia de BN1GE (núcleos) es también muy elevada y con una gran diversidad tipológica, son un total de veintidós piezas, algunas de ellas con características que implican una preconfiguración en la extracción de Bases Positivas (lascas).

La industria hallada en el yacimiento del Caxili tiene las siguientes características generales:

- Predominio de lascas de decorticado primario para los útiles sobre lasca.
- Uso de retoque simple y marginal, realizado con percutor duro.
- Amplia presencia de hendedores en sus variantes más toscas (tipo 0 y 1 de Tixier).
- Uso de núcleos preconfigurados, como los poligonales o circulares.
- Ausencia de la técnica Levallois.
- Útiles sobre lasca basados en raederas y denticulados, predominando especialmente las primeras.
- Bifaces fabricados mediante grandes extracciones, conservando menos del 30% de superficie cortical y de grandes dimensiones.
- Alta dependencia de la materia prima que aparece en la terraza (cuarcita de granulometría fina) para su uso en la configuración de la industria.

Aunque no disponemos de cronologías absolutas, las dataciones existentes en otros yacimientos de la Región Cantábrica nos dan una antigüedad para el Modo 2 (Paleolítico Inferior) de aproximadamente 120.000 BP, edad correspondiente a las dataciones del yacimiento de Cabo Busto (Valdés, Asturias) con materiales líticos de similares características a los nuestros (Rodríguez, 2001). El hecho de que la industria del Caxili se encuentre sobre el depósito fluvial y no dentro del mismo, evidencia que la terraza fue ocupada con posterioridad a su formación, y que la edad de la citada terraza sería anterior a esos 120.000 BP.

Los materiales líticos del Caxili se adscriben a un Modo 2 evolucionado, o lo que tradicionalmente se ha llamado un Achelense final o Epiachelense, ya que nos encontramos ante una industria donde conviven los útiles masivos (BN1GC), destacando la presencia de hendedores, con las BN2GC de Configuración extraídas con técnicas que requieren una preconfiguración del proceso de talla, en una forma que se acerca mucho a la técnica Levallois. Este yacimiento lo podemos incluir dentro de un grupo de sitios localizados en la zona cantábrica donde conviven industrias propias del Modo 2 (Achelense) junto con otras industrias que nos acercan a una tipología del Modo 3 o Musteriense. (Cabrera y Neira, 1994; Montes, 2003; Gutiérrez y Serrano, 1998).

Referencias bibliográficas:

- Cabrera, V. & Neira, A. (1994). Los conjuntos líticos del Paleolítico Medio cantábrico según el análisis de componentes principales. En: Homenaje al Dr. Gonzalez Echegaray, Ed. MCIA, Madrid (España), 55-60.
- Fernández, J. & Ruiz, J. (2005). Approach to the geoarchaeological study of the Sella river fluvial terraces. Presentation of Salia Project (Eastern Asturias, North-western Spain). *Actas VI International Conference of Geomorphology*, Zaragoza (España), 474-475.
- Gutiérrez, A. & Serrano, E. (1998). El yacimiento del Paleolítico Medio de la Ermita del Abra (Campoo de Suso, Cantabria). Aproximación cultural, cronológica y geomorfológica. *Cuaternario y Geomorfología*, 12, 27-39.
- Montes, R. (2003). *El primer poblamiento de la Región Cantábrica*. MEC, Madrid, 253 pp.
- Rodríguez, A. (2001). *Yacimiento de Cabo Busto. Los orígenes prehistóricos de Asturias*. Ed. GEA, Gijón, 302 pp.



PAISAJE Y GESTIÓN DE LOS RECURSOS VEGETALES EN LA COSTA DE MAZARRÓN (MURCIA) SEGÚN EL ANTRACOANÁLISIS DE PUNTA DE LOS GAVILANES

M.S. García (1), E. Grau (2) y M.M. Ros (3)

- (1) Dpto. de Biología Vegetal (Botánica), Fac. Biología, Universidad de Murcia. Campus de Espinardo 30100 – Espinardo, Murcia. msgarmar@um.es
 (2) Dpto. Prehistòria i Arqueologia, Fac. Geografia i Història, Universitat de València. Avda. Blasco Ibáñez, 28, 46010 -València.
 (3) Dpto. Prehistoria, Arqueología, Historia Antigua, Historia Medieval y CC.TT. Historiográficas, Facultad de Letras, Universidad de Murcia. C/ Santo Cristo, 1, 30001 -Murcia.

Abstract (Landscape and vegetal resources management on the Mazarron coast (Murcia) according to the anthracology from Punta de Los Gavilanes): Punta de Los Gavilanes is an archaeological site located in Puerto de Mazarrón, Murcia, which presents an occupation from II millenium BC to the middle of the first century BC. Its anthracological study has permitted to know the patterns about vegetal change on Mazarron coast during this long sequence and estimate the anthropic activity on this surrounding arid environment. The sequence shows the development of characteristic species of saline soils as well as some Mediterranean taxa, which degradation was lesser than the actual one. The fuelwood supply was mainly provided from areas near the promontory though other farther areas could also give wood to Punta de Los Gavilanes population.

Palabras clave: Antracología, Paleoeología, Combustible, Sureste de la Península Ibérica

Key words: Anthracology, Palaeoecology, Fuelwood, Southeastern Iberia

La Punta de Los Gavilanes se configura en la actualidad como un promontorio rocoso que forma parte de la línea de costa del municipio murciano de Mazarrón. Las excavaciones sistemáticas que desde 1998 lleva a cabo la Universidad de Murcia han revelado cuatro grandes momentos de ocupación del enclave, desde el II milenio a.C. hasta su decadencia y abandono a mediados del siglo I a.C. Las actividades desarrolladas en él fueron diversas, aunque entre todas ellas destaca la factoría metalúrgica de copelación del plomo argentífero para la obtención de plata que se instaló en el promontorio durante los siglos IV-III a.C. (Gavilanes II, Ros Sala, 2005; Ros Sala *et al.*, 2003).

El estudio antracológico realizado sobre este yacimiento ha permitido, de un lado, conocer las pautas de cambio vegetal para la zona costera de Mazarrón durante este período de tiempo, y de otro, valorar los posibles controles ejercidos por la frecuencia e intensidad de las actividades humanas sobre el entorno inmediato del asentamiento.

Los resultados apuntan al desarrollo de una vegetación halófila en las zonas adyacentes al promontorio, con plantas propias de suelos salinos y yesos como las Quenopodiáceas o el género *Tamarix*. La composición del suelo, por tanto, genera en este caso una vegetación edáfica que tendría grandes limitaciones evolutivas, presentando características muy similares con respecto a la actualidad en cuanto a su composición florística se refiere. De otro lado, hemos de destacar la existencia de una vegetación de tipo mediterráneo en los relieves cercanos a la costa que, a diferencia de lo anteriormente expuesto, sí parece haber experimentado algunos cambios con respecto a la actualidad, y que estaría dominada por iberoafricanismos como el género *Periploca*, gramíneas xerofíticas, leguminosas, labiadas, compuestas, cistáceas, etc., cuya degradación hasta

nuestros días se evidencia a través de los datos que presentamos en esta comunicación (García Martínez, 2006).

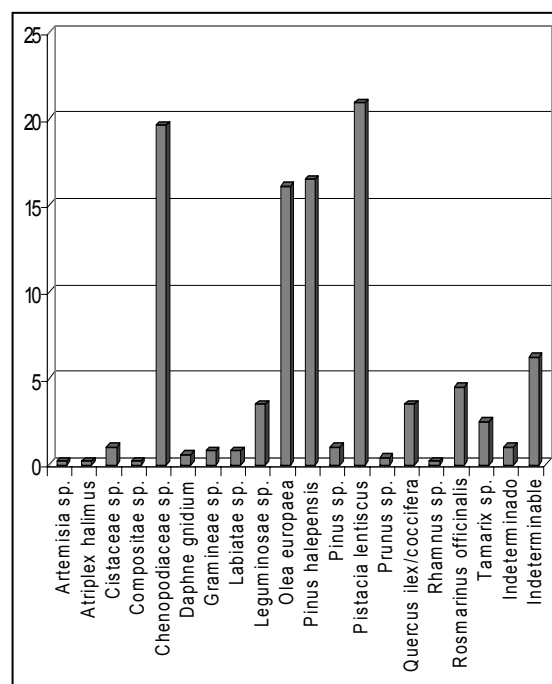


Fig. 1. Histograma de frecuencias relativas del carbón disperso de Gavilanes II.

La actividad industrial llevada a cabo en el promontorio supuso una explotación intensa de los recursos vegetales del entorno inmediato del asentamiento, dada la gran necesidad de combustible generada por la actividad simultánea de al menos cuatro hornos de copelación y de fusión del litargirio flotante, que estuvieron alimentados fundamentalmente por lentiscos (*Pistacia lentiscus*) y

por pinos carrascos (*Pinus halepensis*). El uso de Quenopodiáceas de manera específica en estas estructuras de combustión pudo ser una estrategia productiva que permitiera, gracias a las sales contenidas en la estructura de estas plantas, aumentar el poder calorífico de los hornos en un momento puntual del proceso productivo.

El aprovisionamiento del combustible por parte de los habitantes de Punta de Los Gavilanes fue producto de una combinación entre aquéllos que podían obtener más fácilmente en las zonas cercanas, como es el caso del matorral mediterráneo y de las plantas de saladar, y los que provenían a buen seguro de zonas localizadas más al interior, principalmente los taxones arbóreos como *Pinus* o *Quercus*. En este último caso se plantea que el abastecimiento recayera en un núcleo de población instalada en el coto minero de Mazarrón, del que Gavilanes era dependiente (García Martínez, 2006).

Agradecimientos: La investigación de M^a S. García ha sido financiada en su totalidad gracias a una Beca Predoctoral de Formación del Profesorado Universitario (FPU) del Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias bibliográficas

- García Martínez, M.S. (2006). *Antracoanálisis de la Fase II de Punta de Los Gavilanes (Puerto de Mazarrón, Murcia)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Murcia.
- Ros Sala, M.M. (2005). Metalurgia y sociedad en el Sureste prerromano. En: *Bocamina. Patrimonio minero de la Región de Murcia*, Museo de la Ciencia y el Agua, . Ayuntamiento de Murcia, Murcia, 39-58.
- Ros Sala, M.M., Arana Castillo, R. & Antolinos, J.A. (2003). The metallurgical furnaces from IV-III c. BC of Punta de Los Gavilanes (Mazarrón Port, Murcia, Spain): An approximation to the cupellation process in the West Mediterranean. En: *Archaeometallurgy in Europe, Proceedings of the International Conference*. Milan (Italia), 315-325.



INSOLACIÓN Y ESTACIONALIDAD: LA INSOLACIÓN COMO FACTOR CONDICIONANTE EN LOS MODELOS DE OCUPACIÓN DEL TERRITORIO PALEOLÍTICOS.

A. García Moreno (1)

(1) Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria (Unidad Asociada al CSIC), Edif. Interfacultativo, Universidad de Cantabria. Avda. Los Castros, s/n. 39006 Santander (Cantabria). Alejandro.garcia@unican.es

Abstract (Insolation and seasonality: the influence of insolation in palaeolithic settlement patterns.): the occupation of one place as a prehistoric settlement is not by chance, but a conscious choice, made by hunter-gatherers in order to their territory exploitation patterns. Several factors have an influence on this decision: topographic ones (easily accessible, habitability, vegetation, etc.), economic ones (resources availability, territorial control, etc.) and symbolic ones. One of the most important factors is potential insolation, because of its influence in site habitability conditions. In this study case, we emphasize the different seasonal insolation among several sites form the Asón river valley (Cantabria, Spain), and we propose some possible repercussions of this differences in the territory exploitation patterns.

Palabras clave: insolación, estacionalidad, modelos de ocupación del territorio, Tardiglaciario.

Key words: insolation, seasonality, settlement patterns, Lateglacial.

Los patrones de ocupación del territorio que desarrollan los grupos de cazadores-recolectores prehistóricos están influidos por muy diversos factores, tanto ecológicos como culturales. Entre los primeros son evidentes los topográficos, que incluirían aspectos como la accesibilidad a los lugares de asentamiento, sus condiciones de habitabilidad, la configuración del entorno, etc., así como los económicos (entendiendo por tales la disponibilidad de recursos, el "control" del territorio, la proximidad de zonas de paso, etc.). Por otro lado, los condicionantes culturales serían los relacionados con la significación simbólica del entorno para las sociedades humanas: vinculación con un lugar determinado, existencia de algún hito geográfico, como puntos destacados en el relieve o presencia de aguas termales, tradición de ocupación de un mismo asentamiento, etc. Sin embargo, los modelos de ocupación no deben ser entendidos como una mera ecuación matemática sino que, al igual que las sociedades humanas, son mutables, permeables, adaptándose a las necesidades o planteamientos de los grupos, o a las circunstancias de cada lugar y cada momento.

Aún así, es posible analizar las variables que han podido influir en el proceso de toma de decisiones de los cazadores-recolectores, para tratar de inferir de qué modo participaron en el desarrollo de los modos de explotación del medio. Uno de los factores ecológicos más importantes es sin duda la *insolación potencial*, es decir, la cantidad máxima de horas de luz solar que recibe un determinado lugar en una fecha concreta en ausencia de nubosidad (Felicísimo Pérez, 1994). La diferente insolación de un lugar, como la boca de una cueva, a lo largo del año puede provocar cambios en sus condiciones de habitabilidad, limitando su ocupación en ciertas épocas. Esta limitación a su vez influye en la función del asentamiento, como en el caso de yacimientos especializados en la explotación de recursos de temporada (Fano Martínez, 1998), o en modelos de

movilidad anual cíclica, del tipo costa-interior (Spikins, 1996).

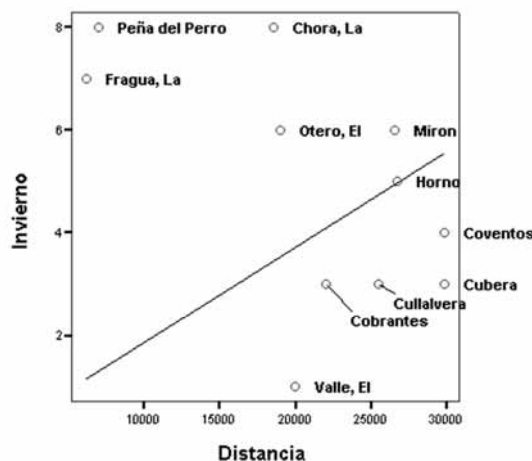


Fig. 1. Gráfica de dispersión que muestra la relación entre la insolación potencial media en invierno y la distancia a la costa, para algunos yacimientos del valle del Asón.

El estudio de la insolación potencial de varios yacimientos del valle del río Asón (Cantabria), adscritos al Tardiglaciario, muestra la existencia de dos tipos de asentamientos bien diferenciados; por un lado, los que se sitúan en la plataforma costera, con un alto índice de insolación media todo el año; por otro lado, aquellos localizados en los valles interiores, que presentan grandes diferencias estacionales (Fig.1).

Esta variabilidad pudo haber influido en la elección de los asentamientos a lo largo del Tardiglaciario, cuando se observa un cambio en el tipo de yacimientos ocupados; el hábitat se centra ahora en cuevas situadas en los fondos de valle (frente a otras ocupadas anteriormente, localizadas en zonas prominentes), así como en otras cercanas a la costa (Straus *et al.*, 2004). El cambio en el patrón de

asentamiento debe estar relacionado con el desarrollo de un nuevo modelo de explotación del territorio, dirigido hacia una economía de amplio espectro, en el que se intensifica la recolección de los recursos costeros (González Morales, 1999). La diferente insolación anual de los yacimientos, junto a análisis arqueozoológicos, permite proponer un modelo de movilidad estacional, en el que la costa se explotaría durante el invierno, mientras que el interior lo sería en el verano.

Agradecimientos: El presente trabajo forma parte de una investigación financiada con una Beca Predoctoral de la Universidad de Cantabria.

Referencias bibliográficas

Fano Martínez, M.A. (1998). *El hábitat Mesolítico en el Cantábrico Occidental. Transformaciones ambientales y*

Medio Físico durante el Holoceno Antiguo. Archaeopress, Oxford. 145 pp.

Felicísimo Pérez, Á.M. (1994). *Modelos Digitales del Terreno. Introducción y aplicaciones en las Ciencias Ambientales.* Principado de Asturias, Oviedo. 122 pp.

González Morales, M. (1999). El País del agua: el uso de los recursos acuáticos en la prehistoria cantábrica. En: *I Encuentro de Historia de Cantabria* universidad de Cantabria, Santander, 191-208.

Spikins, P. (1996). Rivers, boundaries and change. A hypothesis of changing settlement patterns in the Mesolithic of Northern England. En: *The Early Prehistory of Scotland.* (T. Pollard & A. Morrison, eds.) Edimburgh University Press, Edimburgh, 87-107.

Straus, L.G., González Morales, M., García-Gelabert, M.P. & Fano Martínez, M.A. (2004). The late Quaternary human uses of a natural territory: the case of the Río Asón drainage (Eastern Cantabria Province, Spain). *Journal of Iberian Archaeology*, 4, 21-61.



GEOARQUEOLOGÍA EN LA CORDILLERA CANTÁBRICA: PRIMEROS DATOS PALEOAMBIENTALES DEL CAMPAMENTO ROMANO DE LA VÍA CARISA (ASTURIAS, NOROESTE DE ESPAÑA)

M. Jiménez-Sánchez (1), B. Ruiz Zapata (2), M. J. Gil (2), J. Camino (3), R. Estrada (3), Y. Viniegra (3), E. Martos (1) y M. J. Domínguez Cuesta (1)

- (1) Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco, s/n, 33005 – Oviedo. mjimenez@geol.uniovi.es
 (2) Departamento de Geología. Campus Universitario. 28871 - Alcalá de Henares, Madrid. blanca.ruiz@uah.es
 (3) Asociación de Amigos de La Carisa. C. Río Esva, 7 1º A, 33010 – Oviedo. jcamino@telefonica.net

Abstract (Geoarchaeology in Cantabrian Mountains: first paleoenvironmental data in the Roman Site of Via Carisa, Asturias, NW Spain): A geoarchaeological research is being carried out in a Roman Site interpreted as a military camp from 26-22 BC. Methodology involves geomorphological mapping, GIS use, detailed geological studies and palinological and radiometric analyses. Landscape features result mainly from fluvial and gravity action, with the outstanding presence of a probable ancient landslide covered by small bogs in which the Roman Camp was partially installed. A hand drill in a bog located at 1665m altitude gave a core of 67,3 cm deep. The palynological research of the core allowed the inference of an open landscape with temperate climatic conditions, and a possible human influence. The radiometric data of the core bottom gave a result of 6680 ± 60 BP (5700-5500 cal BC) suggesting that bog installation is older than Roman occupation. However, the human influence in the landscape induces us to consider that these preliminary data must be checked with further research.

Palabras clave: Geoarqueología, Yacimiento Romano, Vía Carisa, Cordillera Cantábrica

Key words: Geoarchaeology, Roman Site, Via Carisa, Cantabrian Mountains

El campamento romano del Monte Curriechos se sitúa en el sector sur-central de Asturias (Concejo de Lena), en el eje de la Cordillera Cantábrica (coordenadas UTM entre: 280000, 4774000 y 281000, 4775000, referidas al huso 30) y constituye un magnífico ejemplo de *castra aestiva*. Al menos fue objeto de dos ciclos de ocupación en un marco temporal estrecho y muestra un notable reforzamiento defensivo a la par que una relativa complejidad de recintos. El campamento romano ocupa una extensión superior a 8 ha de la elevación montañosa conocida como Pico Boya o Monte Curriechos, 1.728 m, con pendientes que oscilan entre los 25° y los 40°.

Significativos testimonios arqueológicos permiten su inserción en el período de las guerras de conquista contra los pueblos ástures entre los años 26 y 22 BC, debiendo desempeñar una función geoestratégica fundamental en el difícil paso de la Cordillera Cantábrica. Su existencia está vinculada a una vía militar (Vía Carisa) que, cruzando aquella a 1.800 m de altitud, unía las bases operativas de la Meseta con la costa cantábrica. Estas obras se realizaron bajo el gobierno de Publio Carisio, legado de Octavio Augusto en la provincia *Hispania Ulterior* (Camino Mayor *et al.*, 2001, 2005).

Dada la peculiar orografía del yacimiento arqueológico, cuyo desarrollo ha estado íntimamente ligada a la evolución ambiental de esta zona montañosa durante al menos los últimos dos mil años, se planteó la realización de una investigación multidisciplinar complementaria de la excavación arqueológica (Camino Mayor *et al.*, 2005). La Geoarqueología forma parte de dicho estudio, siendo sus objetivos: (1) la descripción del entorno geológico y geomorfológico del yacimiento, (2) el estudio de evolución ambiental de la zona desde la época de ocupación romana de la misma y (3) la

resolución de problemas arqueológicos surgidos a lo largo de la excavación que involucren aspectos geológicos y geomorfológicos.

La metodología de trabajo desarrollada incluye: (1) inventario geológico y geomorfológico del entorno, con la realización de cartografías detalladas y su tratamiento en un SIG para obtener datos cuantitativos del relieve, (2) realización de estudios geológicos de detalle en el propio yacimiento (petrológicos, sedimentológicos), (3) ejecución de sondeos en formaciones superficiales para utilizarlas como fuentes de datos paleoambientales, (4) el estudio palinológico de los niveles detectados en el yacimiento y en las formaciones superficiales adyacentes y (5) la obtención de dataciones radiométricas. Este resumen se centrará en la descripción preliminar de los aspectos geomorfológicos del campamento y en los resultados obtenidos a partir del sondeo en una de las formaciones superficiales del entorno.

Desde el punto de vista geomorfológico, destaca la actuación de procesos fluviales, torrenciales y de gravedad, aún activos en el presente; hacia el sur existen evidencias de la acción glacial y procesos de nivación (Jiménez-Sánchez y Martos, 2005). Asimismo, la acción humana ha conducido a la transformación del paisaje favoreciendo la sustitución del bosque por pastizal, en relación tanto con el desarrollo de pequeñas explotaciones mineras de montaña, como con el uso ganadero del terreno.

Actualmente está en fase de estudio el relieve de la vertiente sureste del Monte Curriechos, que muestra una morfología irregular a base de sucesiones escalonadas de superficies de baja pendiente separadas entre sí por escarpes más o menos desarrollados, que lateralmente terminan en surcos oblicuos a las mismas. Los afloramientos

reconocidos en el sustrato corresponden a acumulaciones de fragmentos heterométricos de areniscas y lutitas, con una disposición caótica. Todas estas evidencias sugieren la probable existencia de un gran movimiento en masa con una superficie superior a 2 km² cuya morfología inicial habría sido retocada por la actuación humana en la parte más elevada de la ladera con el fin de proceder a la instalación del campamento. Sobre este relieve, existen áreas pantanosas de pequeña entidad, cuyas dimensiones máximas, (estimadas a partir de los mapas 1:5.000 del Principado de Asturias), son de 20 x 30 m (sector de El Chigu Chagunaz, a 1.655 m.s.n.m.) y 25 x 45 m, (sector de Chioso 1.540 m.s.n.m.). Estas charcas poseen un funcionamiento estacional y en su origen no se puede descartar la participación de procesos antrópicos, dado que sus límites se encuentran parcialmente recrecidos. Debido a su asociación espacial con la estructura campamental presentan un gran interés en la reconstrucción paleoambiental del yacimiento y su entorno.

Por este motivo, en 2005 se realizó un sondeo con una sonda manual con el fin de recoger material del relleno sedimentario de la charca de El Chigu Chagunaz, localizada a 1.655 m de altitud. El objetivo era la realización de un análisis palinológico utilizando la metodología de trabajo ya desarrollada previamente en otras áreas de la Cordillera Cantábrica (Ruiz Zapata *et al.* 2000, 2002). El registro obtenido alcanzó una profundidad de 83,3 cm, recuperándose 67,3 cm de arcillas grisáceas, muy homogéneas. Una muestra de la base del sondeo fue enviada al laboratorio Beta Analytic para su datación radiométrica con ¹⁴C. En el laboratorio palinológico del Departamento de Geología de la Universidad de Alcalá de Henares se efectuó un estudio palinológico a partir de un muestreo continuo de todo el sondeo.

Los resultados del análisis palinológico ponen de manifiesto la codominancia de los estratos arbóreo y arbustivo, cuyo comportamiento a lo largo de la secuencia permite distinguir dos zonas. La zona I (inferior) se caracteriza por el dominio del matorral de brezos, la baja representación de los taxones de ribera y acuáticos y la ausencia de elementos termófilos. La zona II (resto de la secuencia) muestra un aumento de la cobertura forestal tanto regional (pino) como local (avellanos, abedules, hayas y robles y en menor medida nogales) que evidencia el desarrollo de un bosque templado asociado a un aumento de la humedad. Estas condiciones serían las responsables del aumento detectado en los taxones de ribera y en los taxones acuáticos. En esta zona, fluctuaciones de menor envergadura definen tres etapas denominadas respectivamente: IIa, IIb y IIc. La etapa IIa representa el óptimo de las condiciones climáticas que favorecen la expansión de todos los componentes arbóreos. El descenso de los taxones arbóreos y la ausencia de los de carácter termófilo definen la etapa IIb. Finalmente, en la etapa IIc tiene lugar el descenso de la masa forestal,

asociada al ligero aumento de pino, taxones termófilos y más tardíamente de castaño; el desarrollo del matorral y de los taxones nitrófilos, así como el descenso de los taxones de ribera y acuáticos son indicativos del aumento de la temperatura y del descenso de la precipitación. Estos datos revelan la existencia de un paisaje relativamente abierto, dominado por avellano y taxones templados. No se detectan signos claros de antropización, si bien los clareos observados en el paisaje vegetal, y el aumento progresivo de los taxones nitrófilos, podrían explicarse a través de dicha actividad, que a su vez favorecería el desarrollo del castaño.

La datación de la base del sondeo (muestra Cur-S2767, Beta-219275) proporcionó una edad de 6.680±60 BP (5.700-5.500 cal BC). Este resultado proporcionaría la edad máxima de la secuencia polínica descrita y la edad mínima para el desarrollo de la laguna, que según estos datos, sería muy anterior a la época del asentamiento (26-22 a.C.). Sin embargo, la asociación espacial de la laguna a un sustrato aparentemente transformado por la acción humana, así como las anomalías descritas para la serie polínica, coherentes con dicha actividad, sugieren que el dato debería ser tomado con precaución, debiendo ser confirmada esta fecha con nuevas dataciones, actualmente en fase de elaboración.

Agradecimientos: Esta investigación ha sido patrocinada por Cajastur (en el marco de los convenios suscritos con la Consejería de Cultura, Comunicación Social y Turismo, así como con la Universidad de Oviedo) y promovida por la asociación cultural "Amigos de la Carisa".

Referencias bibliográficas

- Camino Mayor, J., Estrada García, R. & Viniegra Pacheco, Y. (2001). El campamento romano de la Vía Carisa en Asturias Tramontana. *Espacio, Tiempo y Forma, Serie I, Prehistoria y Arqueología*, 14, 261-276.
- Camino Mayor, J., Viniegra Pacheco, Y. & Estrada García, R. (2005). *La Carisa, Astures y Romanos frente a frente*. Cajastur, 286 pp.
- Jiménez-Sánchez, M. & Martos, E. (2005). La utilización de la Geología como herramienta arqueológica en la Excavación de La Carisa. *Astures y Romanos, frente a frente: el Campo Bélico de La Carisa*. (J. Camino Mayor, coord.) Cajastur, 225-235.
- Ruiz Zapata, B., Jiménez Sánchez, M., Gil García, M. J., Dorado Valiño, M., Valdeolillos Rodríguez, A. & Farias, P. (2000). Registro palinológico de un depósito postglaciar en el Parque Natural de Redes (Cordillera Cantábrica, Noroeste de España): Implicaciones paleoclimáticas. *Geotemas*, 1 (4), 279-283.
- Ruiz Zapata, B., Jiménez Sánchez, M., Gil García, M.J., Dorado Valiño, M., Valdeolillos Rodríguez, A., & Farias, P. (2002). Registro palinológico de un depósito Holoceno en el Parque Natural de Redes (Cordillera Cantábrica). *Libro de Actas. XIII Simposio de la Asociación de Palinólogos en Lengua Española* (APLE), (Moreno-Grau, S., Elvira-Rendueles, B. y Moreno Angosto, J. M., Coord.). Universidad Politécnica de Cartagena, Servicio de Publicaciones, 391-400.



EL REGISTRO SEDIMENTARIO PLEISTOCENO DE LA CUEVA DEL ESQUILLEU (PICOS DE EUROPA, NORTE DE ESPAÑA): UNA VISIÓN GEOARQUEOLÓGICA

J. F. Jordá Pardo (1), J. Baena Preysler (2), J. García-Guinea (3), P. Carral González (4), V. Correcher Delgado (5), L. Sánchez-Muñoz (5) y J. Yravedra Sainz de los Terreros (1)

- (1) L.E.P. Dpto. de Prehistoria y Arqueología. UNED. Senda del Rey, 7, 28040 - Madrid. jjorda@geo.uned.es
 (2) Dpto. de Prehistoria y Arqueología. UAM. Campus de Cantoblanco, 28049 - Madrid. javier.baena@uam.es
 (3) Museo Nacional de Ciencias Naturales. José Gutiérrez Abascal, 2, 28006 - Madrid. guinea@mncn.csic.es
 (4) Dpto. de Geología y Geoquímica. UAM. Campus de Cantoblanco, 28049 - Madrid. pilar.carral@uam.es
 (5) CIEMAT. Avd. Complutense, 22, 28040 - Madrid. v.correcher@ciemat.es / luis.sanchez@ciemat.es

Abstract (Sedimentary Pleistocene record of El Esquilleu Cave (Picos de Europa, North of Spain): A geoarchaeological view): Esquilleu Cave (Cillórigo de Liébana, Cantabria, Spain) is a rockshelter placed in the Picos de Europa region (Cantabrian Range) that contains an important sedimentary record of the Upper Pleistocene (OIS 3-OIS 2) with mousterian lithics industries and abundant bone remains. The stratigraphic sequence consists of 41 levels grouped in three lithostratigraphic units with different sedimentary and palaeoenvironmental meaning. In the low unit we have detected important accumulations of hydroxylapatite of diagenetic origin, studied by X-ray diffraction, ESEM and TL.

Palabras clave: Abrigo Rocoso, Procesos Sedimentarios, Diagénesis, Pleistoceno superior.

Key words: Rockshelter, Sedimentary Processes, Diagenesis, Upper Pleistocene.

La Cueva del Esquilleu (Cillórigo de Liébana, Cantabria, España), situada en la Unidad de los Picos de Europa (Zona Central, Cordillera Cantábrica), se desarrolla en la Formación Valdeteja (Namuriense-Westfaliense, Carbonífero superior), integrada por calizas fosilíferas, calizas masivas con bioconstrucciones algales y microbiales y brechas calcáreas, que alcanzan una potencia de hasta 1.000 m (Fernández *et al.*, 2004). Esta Unidad consiste en un sistema de cabalgamientos imbricados de edad tardía en el marco de la Orogenia Varisca, sometidos a reactivaciones durante la Orogenia Alpina (Fernández *et al.*, 2004). La cavidad, con morfología de abrigo rocoso de grandes dimensiones, se abre en un fuerte relieve, a la cota 280 m s.n.m. y a 68 m por encima del río Deva, en la margen O del Desfiladero de La Hermida. Se encuentra parcialmente colmatada y contiene un importante yacimiento prehistórico, excavado entre 1997 y 2006, con industrias musterienses, que cubre la práctica totalidad del OIS 3 y parte del OIS 2 (Pleistoceno superior), cuyo registro arqueológico ha sido dado a conocer en diversas publicaciones (Baena *et al.*, 2005a, 2005b). El yacimiento ha sido estudiado mediante dos catas ortogonales que ofrecen una secuencia compuesta por 41 niveles (ESQ), con una potencia \approx 4,20 m, sin haber alcanzado el sustrato.

La investigación geoarqueológica realizada ha seguido los protocolos habituales (Goldberg y Macphail, 2006), partiendo de un trabajo de campo seguido de diferentes análisis: textural, residuo insoluble, DRX, pH, color, CaCO_3 , materia orgánica (MO) y C orgánico, ESEM, TL y análisis tafonómico. A continuación plasmamos el resultado de la integración de todos los datos obtenidos hasta la fecha y su interpretación. Las características de campo, texturales y mineralógicas permiten articular la secuencia en cuatro unidades litoestratigráficas:

- ESQ-D o unidad inferior (150 cm visibles), desde la base conocida de la secuencia (ESQ-41) hasta ESQ-31, articulada en dos subunidades: ESQ-D inferior (ESQ-41 a ESQ-35), lutítica, de colores claros (10YR8/6) y abigarrados (5YR5/6; 7,5YR5/4), con un nivel detrítico de clastos rodados de pequeño tamaño (ESQ-38), y una cierta presencia de CaCO_3 , MO y C orgánico, en ocasiones inapreciables, y ESQ-D superior (ESQ-34 a ESQ-31) formada por costras gruesas de colores grises, claros y abigarrados. Hacia el medio, los niveles de esta unidad se encuentran deformados por la presión ejercida por grandes bloques calizos desplomados sobre ellos. Mineralógicamente se caracteriza por la fuerte presencia de cuarzo e hidroxilapatito; la calcita, ausente en los niveles ricos en cuarzo e hidroxilapatito, tiene un máximo en ESQ-33 con escasa presencia de este; la dolomita está presente en ESQ-33 y ESQ-38bis; illita está bien representada; plagioclasas, feldespatos K y clinocloro aparecen en proporciones mínimas estando ausentes en varios niveles. El pH es marcadamente básico (entre 8,31 y 9,11). Esta unidad está relacionada con una sedimentación generada por procesos de decantación en un medio hipogeo de baja energía, con aportes clásticos autóctonos gravitacionales, desarrollo de flujos densos y con un episodio fluvial aislado en su parte basal; los procesos antrópicos se encuentran moderadamente representados (restos faunísticos).

- ESQ-C o unidad media (70/90 cm), entre ESQ-30 y ESQ-12, formada por una sucesión de delgados niveles de colores oscuros (10YR2/2, 7,5YR2/0), ricos en MO, constituidos por arenas con diferentes proporciones de limos y arcillas. Destaca la fuerte presencia de cuarzo que contrasta con la escasa representación de hidroxilapatito y calcita; plagioclasas, illita y clinocloro aparecen mínimamente representados. El pH oscila entre 8,03 y 8,71. Esta unidad corresponde a una

sedimentación de abrigo rocoso con predominio de procesos de arroyada difusa; los procesos antrópicos alcanzan una gran importancia con desarrollo de numerosos hogares superpuestos, industrias musterenses y restos óseos intensamente cremados y alterados, utilizados como combustible.

- ESQ-B o unidad superior (180 cm), entre ESQ-11 y ESQ-1, caracterizada por niveles ricos en clastos autóctonos con escasa matriz arenosa lutítica, escasa MO y color grisáceo amarillento (10YR5/4). A partir de ESQ-11 el cuarzo sufre una brusca disminución (con un repunte a techo) frente al aumento de calcita y la aparición de dolomita; el resto de minerales son plagioclasas, feldespatos K, illita y clinocloro, con una mayor presencia de illita en la base y hacia el techo, coincidiendo con un repunte del cuarzo; el hidroxilapatito está presente en baja proporción. Esta unidad tiene su origen en una sedimentación de abrigo producida por procesos crioclásticos con aportes de arroyada difusa y flujos densos a techo; los procesos antrópicos están bien representados, con industrias musterenses junto a restos faunísticos.

- ESQ-A: Brecha y espeleotema culminante (20 cm).

Además, hemos estudiado la mineralogía de las costras que rodean los grandes bloques de ESQ-D y los pequeños clastos de ESQ-37 resultando estar mayoritariamente constituidas por hidroxilapatito, al igual que unos parches blancos dispersos en ESQ-36. Este hecho, unido a la alta proporción de hidroxilapatito en los niveles de ESQ-D, su mínima presencia en ESQ-C y en ESQ-B, nos permite afirmar que se trata de un mineral de neoformación, producto de la disolución de los restos óseos de ESQ-C y del posterior lixiviado del P hasta ESQ-D, proceso favorecido por la naturaleza arenosa de ESQ-C y por las características de los niveles de la ESQ-D, arcillosos, marcadamente básicos y originalmente ricos en CaCO_3 , al que se ha unido el P para dar hidroxilapatito, con una pérdida de calcita. El resultado son unos niveles concrecionados de aspecto grumoso y colores claros de geometría tabular y considerable extensión lateral y también unas costras que envuelven a grandes y pequeños clastos, llegando incluso a una sustitución completa. El hidroxilapatito es un mineral de neoformación poco frecuente en cuevas (Hill y Forti, 1997); sin embargo, el proceso diagenético descrito ha sido citado en sedimentos de otras cuevas prehistóricas como Theopetra (Grecia), Kebara (Israel), Grotte XVI (Francia) (Karkanás et al., 1999, 2000, 2002) y Antoliñako Koba (Vizcaya) (Yusta et al., 2005).

Con objeto de verificar el carácter diagenético del hidroxilapatito analizamos la TL de muestras óseas de las unidades ESQ-B y ESQ-C y de las costras de la ESQ-D. La presencia de iones Mn^{2+} en posiciones de Ca^{2+} dentro de la estructura del apatito produce fuertes emisiones luminiscentes entre los 580 y los 620nm. Sin embargo, para analizar el estado estructural de la red cristalográfica del apatito, es preferible analizar los defectos relacionados con el oxígeno en la región espectral UV-azul, por ese motivo, en este trabajo se ha utilizado un filtro azul (FIB002 de la firma Melles-Griot) con un máximo de detección de longitudes de onda 320–480nm, una

banda FWHM de 80.716nm y una transmitancia máxima de un 60%.

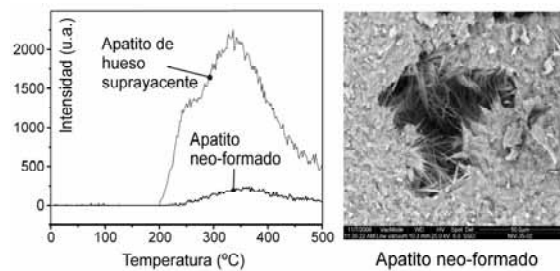


Fig.1. Estudio comparativo entre dos muestras representativas de apatitos de Esquilleu, uno procedente de los huesos suprayacentes y el otro de masas infrayacentes de apatito neoformado (ver foto ESEM a la derecha).

La estructura de la curva de termoluminiscencia con dos picos máximos (Fig.1) la podemos atribuir a una deshidroxilación de baja temperatura, hacia los 250° C, y a un proceso de autodifusión iónica del calcio que incluiría continuas reconstrucciones y roturas de enlaces químicos del oxígeno (Ca—O, P—O) hacia los 350° C. Esta hipótesis podría explicar también las geometrías de órdenes multi-cinéticos de las curvas de TL. Los espectros de TL explican perfectamente que los niveles de apatito más moderno (neoformado) de Esquilleu estén situados estratigráficamente por debajo de los que tienen apatito más antiguo (óseo).

Agradecimientos: Proyectos *Ecología y subsistencia de las primeras poblaciones neandertales en el centro de la región cantábrica* y *Estrategias de producción lítica durante el Paleolítico Inferior y Medio en el centro de la región cantábrica*, subvencionados por la Dip. Reg. de Cantabria.

Referencias bibliográficas

- Baena, J., Carrión, E., Ruiz, B., Sesé, C., Yravedra, J., Jordá, J. F., Báñez, S., Uzquiano, P., Velázquez, R. & Manzano Espinosa, I. (2005). Paleoeología y comportamiento humano durante el Pleistoceno Superior en la comarca de Liébana: La secuencia de la Cueva de El Esquilleu (Occidente de Cantabria, España). Museo de Altamira, Santander (España). *Monografías*, 20, 461-487.
- Goldberg, P. & Macphail, R.I. (2006). *Practical and Theoretical Geoarchaeology*. Blackwell Publishing, Malden (USA)-Oxford (UK)-Carlton (Australia), 456 pp.
- Goldberg, P. & Nathan, Y. (1975). The phosphate mineralogy of et-Tabum cave, Mount Carmel, Israel. *Mineralogical Magazine*, 40, 253-258.
- Hill, P. & Forti, P. (1997). *Cave Minerals of the World*. 2nd Ed, National Speleological Society, Huntsville (USA).
- Karkanás, P., Bar-Yosef, O., Goldberg, P. & Weiner, S. (2000). Diagenesis in Prehistoric Caves: the Use of Minerals that Form *In Situ* to Assess the Completeness of the Archaeological Record. *Jour. Arch. Science*, 27, 915-929.
- Karkanás, P., Kyparissi-Apostolika, N., Bar-Yosef, O. & Weiner, S. (1999). Mineral Assemblages in Theopetra, Greece: A Framework for Understanding Diagenesis in Prehistoric Cave. *Jour. Arch. Science*, 26, 1171-1180.
- Karkanás, P., Rigaud, J.P., Simek, J. F., Albert, R. M. & Weiner, S. (2002). Ash Bones and Guano: a Study of the Minerals and Phytoliths in the Sediments of Grotte XVI, Dordogne, France. *Jour. Arch. Science*, 29, 721-732.
- Yusta, I., Velasco, F., Aguirre, M. & Orue, I. (2005). Aparición de niveles ricos en fosfatos en el registro paleolítico de la Cueva de Antoliña (Gautegiz-Arteaga, Vizcaya). *Macla*, 3, 221-223.



LOS YACIMIENTOS PALEOLÍTICOS DEL 12 DE OCTUBRE Y VILLAVERDE-BARRIO DE BUTARQUE (MADRID) Y SU CONTEXTUALIZACIÓN GEOLÓGICA EN EL VALLE INFERIOR DEL RÍO MANZANARES

M. López (1), P.G. Silva (2), R. Alcalde (1), F. Cuartero (1), A. Expósito (1), A. Lázaro (1), F.M. González (2), I. Manzano (1), D. Martín (1), B. del Moral (1), J. Morín (1), F. Sánchez (1), G. Simón (1) y F. Tapias (1)

(1) Dpto. de Arqueología, Paleontología y Recursos Culturales. Auditores de Energía y Medio Ambiente S.A. Avda. Alfonso XIII, 72. 28016 - Madrid. mariolopez@audema.com

(2) Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca. Escuela Politécnica Superior de Ávila, 05003 - Ávila. pgsilva@usal.es

Abstract (The Palaeolithic sites of "12 de Octubre" and "Villaverde-Barrio de Butarque" (Madrid) and its geological contextualisation in the lower Valley of the Manzanares River): The archaeological excavations carried out along the years 2005 and 2006 in these archaeological sites, have revealed new informations about the Manzanares in the Pleistocene. Morphologically the geological terraces in "12 de Octubre" archaeological site are +21-22m high over the talweg of the Manzanares River. It detaches the presences of the levallois operatives chain. It's accompanied by bifaces. The "Villaverde-Butarque" archaeological site stream is +25-28m high and the lithic industry correspond to the Lower/ Middle Palaeolithic Transition. Its chronological range covers from ~33.000 and ~24.000 BP.

Palabras clave: Paleolítico, Geomorfología, Manzanares, Madrid

Key words: Palaeolithic, Geomorphology, Manzanares, Madrid

Las excavaciones sistemáticas realizadas durante los años 2005 y 2006 en el distrito de Villaverde, más concretamente en los alrededores del Hospital 12 de Octubre (Estación 2 de la Prolongación de la Línea 3 del Metro de Madrid) y de la desembocadura del Arroyo Butarque (Proy. Edificación UZP-1.05 Villaverde-Barrio de Butarque), han aportado nuevos datos sobre la denominada "Terraza Compleja del Manzanares" (+18-22 m, Silva, 2003).

existencia de importantes escalones erosivos en el cauce del propio Manzanares en su entrada en los materiales yesíferos neógenos en las inmediaciones del Arroyo Butarque (Silva *et al.*, 1988), y a aportes laterales, tipo glacis o derrame de escarpe de terraza, fosilizando las antiguas llanuras aluviales, que engrosan y "elevan" artificialmente los niveles de terrazas (Silva, 2003).

El conjunto de dataciones por OSL obtenidas en diferentes secciones estratigráficas estudiadas y muestreadas sitúan estos niveles fluviales en edades llamativamente más recientes que las clásicamente consideradas. Todas ellas se encontrarían relacionadas con el techo de la TCMZ o niveles mixtos superpuestos y su rango abarca desde los ~33.000 y los ~24.000 BP. No obstante estas edades OSL, no deben considerarse como datos absolutos, si no más bien como la edad mínima "probable" que podrían presentar las superficies de llanura de inundación terminales de la TCMZ.

Se presentan los resultados preliminares de los estudios morfotécnicos de los conjuntos de industria paleolítica correspondientes a ambas excavaciones sistemáticas. En el yacimiento 12 de Octubre sólo se han detectado 9 piezas líticas de sílex, con rodamiento bajo, tratándose de lascas fundamentalmente y un *débris* (resto de talla de pequeñas dimensiones) en niveles limo-arenosos de facies de llanura de inundación. El amplio conjunto lítico (más de 1800 piezas), caracterizado fundamentalmente por una producción de lascas siguiendo diferentes tipos de *débitage* (*discoide*, *levallois*, etc.), corresponde a niveles de media y alta energía, apareciendo la mayoría de los efectivos en los niveles de arenas y gravas. Estos modelos de talla son propios de una industria musteriense del Paleolítico Medio, destacando la presencia relevante de elementos de la cadena operativa *levallois*, acompañados de forma testimonial por la presencia de trabajo bifacial.

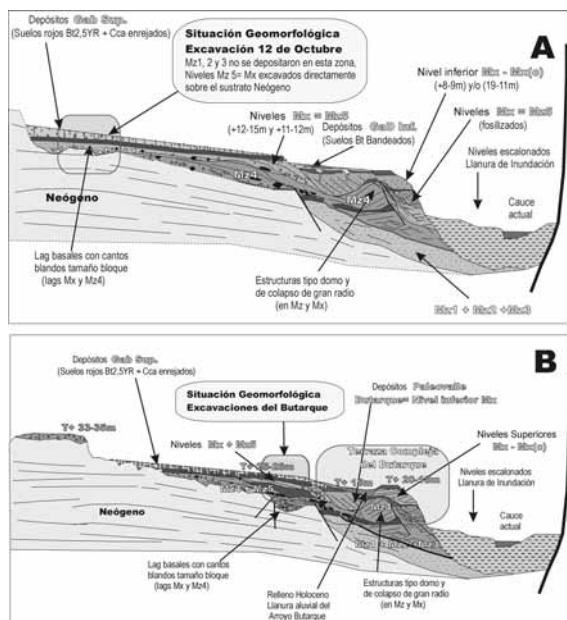


Fig. 1. Situación geomorfológica de los yacimientos del 12 de Octubre y Villaverde-Barrio de Butarque

Morfológicamente los niveles de terraza del yacimiento 12 de Octubre se sitúan a +21-22m y el del Arroyo Butarque a +25-28 m sobre el talweg del río Manzanares (Fig.1). Esta discordancia entre posición morfológica y altimétrica es debida a la

Por otro lado, entre los escasos restos faunísticos destaca la presencia mayoritaria de lagomorfos (*lepus sp.* y *oryctolagus sp.*) y en menor número de équidos (*equus sp.*).

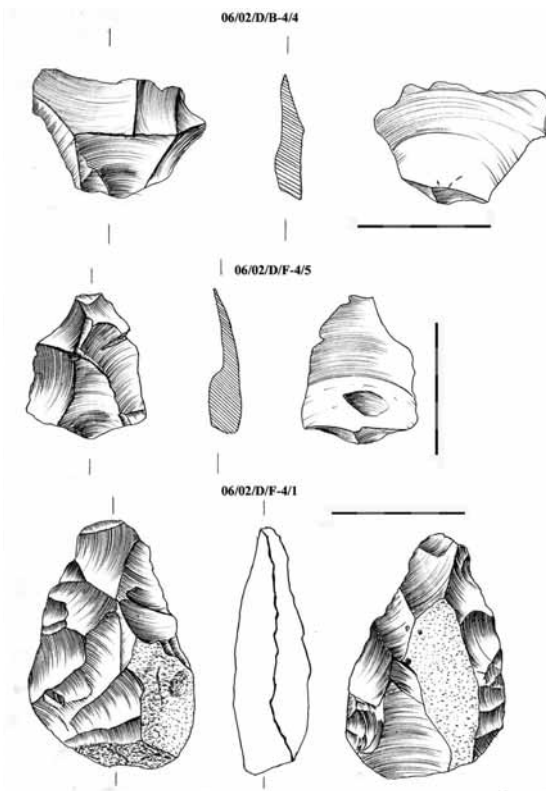


Fig. 2. Industria paleolítica en sílex del yacimiento Villaverde-Barrio de Butarque

En los sectores D, E y F excavados en el proyecto de urbanización de Villaverde-Barrio de Butarque aparecen dos terrazas fluviales superpuestas, de base erosiva sobre el sustrato neógeno o sobre la terraza inferior, y coronando la serie unos depósitos de glaciares o derrames. En ambas terrazas pueden reconocerse dos unidades diferenciadas por las características de los materiales presentes, siendo las zonas basales de las dos unidades superiores las que han aportado una mayor cantidad de industria lítica (1.308 piezas).

La industria lítica encontrada en los sectores excavados (Fig.2) no permite diferenciar secuencias cronoculturales distintas para las secuencias fluviales detectadas, asignando de forma genérica los conjuntos líticos a una transición Paleolítico Inferior/Medio.

En este yacimiento se han obtenido resultados paleontológicos tras los análisis de muestras de microvertebrados y la presencia de restos óseos de macrovertebrados correspondientes a *equus sp.*, *cervus sp.*, *bos/bison sp.*, *lepus sp.*, *oryctolagus sp.*, que permiten aportar datos interesantes desde punto de vista paleoambiental.

Referencias bibliográficas

- Silva, P.G. (2003). El Cuaternario del valle inferior del Manzanares (Cuenca de Madrid, España). *Estudios Geológicos*, 59, 107-131.
- Silva, P.G., Goy, J.L. & Zazo, C. (1988). Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid. *Estudios Geológicos*, 44, 415-427.



GEOARQUEOLOGÍA EN MONASTERIOS MEDIEVALES: SAN SALVADOR DE CORNELLANA (ASTURIAS, NOROESTE DE ESPAÑA)

M.C. Niembro (1), M. Jiménez-Sánchez (2) y G.E. Adán (2)

- (1) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR. Campus de Fuentenueva, s/n. 18002 - Granada. cniembro@ugr.es
 (2) Dpto. Geología, Universidad de Oviedo. c/ Arias de Velasco, s/n. 33005 - Oviedo. mjimenez@geol.uniovi.es; gema@geol.uniovi.es

Abstract (Geoarchaeology in Medieval Monasteries: San Salvador de Cornellana, Asturias, NW Spain): A geoarchaeological research was achieved in 2001 in Cornellana Monastery involving both the geomorphological context and the stratigraphical study of the site. Methodology includes the elaboration and comparative analysis of series of geomorphological maps and the detailed stratigraphical study of archaeological sections. The monastery is located in a fluvial environment in which several changes in geomorphological features are recorded for the last 52 years, allowing us to define the suitability of the environment in order to develop further archaeological prospecting. The stratigraphical levels recognized from the archaeological research can be interpreted as the result of anthropic processes, suggesting that fluvial processes can be neglected in the historical evolution of the Monastery.

Palabras clave: Geoarqueología, monasterio medieval, geomorfología fluvial, Asturias

Key words: Geoarchaeology, medieval monastery, fluvial geomorphology, Asturias

En los últimos años, los trabajos geoarqueológicos realizados en monasterios en Asturias, han cobrado un gran interés geomorfológico. Así, las publicaciones realizadas hasta el momento, han puesto de manifiesto la gran influencia que la dinámica fluvial ha ejercido en la evolución histórica de dichas construcciones monásticas (Requejo *et al.* 1991; Requejo y Jiménez-Sánchez, 2004), así como su relación con ambientes no sólo fluviales sino también costeros y de transición (Martos *et al.* 2006).

El Monasterio de San Salvador de Cornellana (Salas) data del s. XI y presenta remodelaciones hasta el s. XIX. Se sitúa en las proximidades de la desembocadura del río Nonaya y el río Narcea, levantándose sobre una antigua propiedad nobiliaria datada en los siglos VIII y IX (Fig.1). Dada la importancia que el entorno fluvial pudo tener en la evolución del Monasterio a lo largo de su historia (Adán y García, 2003; Adán y Jiménez-Sánchez, 2003), en el apartado de *análisis espacial* del proyecto de prospección arqueológica del Monasterio de San Salvador de Cornellana (Salas) desarrollado por *Proyecto Arqueológico Cornellana 2001* entre los meses de abril y agosto de 2001, se planteó la realización de un conjunto de estudios geomorfológicos y estratigráficos (Niembro y Jiménez-Sánchez, 2001) cuyos objetivos fueron: (1) Estudio del contexto geomorfológico fluvial en el que se integra el Monasterio y (2) Apoyo y seguimiento de la prospección arqueológica llevada a cabo en el entorno del Monasterio, con el fin de caracterizar la geología de los niveles definidos en los propios sondeos arqueológicos.

Para ello, se definió un entorno de trabajo localizado en un sector de 8 km² que incluye la vega fluvial del río Nonaya en su confluencia con el río Narcea y se desarrolló una metodología consistente en los siguientes apartados:

- (1) Realización de un total de cuatro mapas geomorfológicos, mediante trabajo de campo y fointerpretación, utilizando para ello secuencias de fotogramas correspondientes a los años 1956, 1970, 1985 y 1994; (2) análisis comparativo de la serie de mapas para evaluar los cambios recientes en la dinámica fluvial, con el cálculo de índices morfométricos según Schumm (1973) y (3) reconocimiento directo y levantamiento sistemático de dieciséis columnas estratigráficas en cinco sectores de la excavación con vistas a identificar las características geológicas de los niveles arqueológicos y evaluar la influencia de la dinámica fluvial en la evolución histórica del propio monasterio.



Fig.1. Vista del Monasterio a principios del siglo XX. Fuente: Archivo fotográfico de Cornellana.

Los mapas realizados muestran un conjunto de formas de erosión y depósito que son en su mayor parte de origen aluvial, existiendo terrazas fluviales, llanuras aluviales y abanicos torrenciales. También se han distinguido algunas formas torrenciales, en concreto abanicos, y formas de origen antrópico relevantes en relación con la dinámica y morfología

fluvial, tales como rellenos y estructuras lineales de defensa (canalizaciones).

Una vez analizada la secuencia de mapas obtenidos, podemos concluir que, desde 1956 hasta la actualidad, se aprecia una variación notable tanto en la morfología como en la dinámica del cauce. Entre los cambios más significativos, se puede destacar: (1) La migración lateral de los canales fluviales y la disminución progresiva de la sinuosidad del cauce; (2) el cierre de brazos activos del cauce, especialmente en los tramos del Narcea localizados más al Norte y más al Sur de la zona de estudio y (3) el aumento de la superficie de la llanura aluvial, debido a la progresiva colonización de barras activas por formaciones vegetales y a su anexión a la llanura aluvial con el paso del tiempo.

Respecto al estudio estratigráfico de la excavación desarrollado en cinco sectores de la misma (dos en la denominada "Plazuela del Granero", dos en la zona externa de la Iglesia, junto a la cabecera y los pies, y uno en la pared meridional de la Torre), se observó que en los cuatro primeros sectores el valor medio de espesor para la sucesión de depósitos estudiada en las columnas era de 196 cm., mientras que el quinto era de 43,5 cm (Fig.2). Una vez descritas e interpretadas las secuencias estratigráficas definidas en los cinco sectores analizados, se concluye que se trata de niveles de origen principalmente antrópico, aunque también existen niveles aluviales removilizados. Es de destacar la escasez de niveles aluviales conservados *in situ*, como sucede con los materiales localizados bajo el ábside o algunos de los términos basales descritos en algunos de los demás sectores.



Fig. 2. Restos de estructuras de habitación anteriores a la construcción de la cabecera de la iglesia románica (Campaña de Excavación 2001)

Por tanto, a partir del estudio geoarqueológico realizado se puede concluir que: (1) Los restos arqueológicos son claramente posteriores a las secuencias aluviales y que no existen evidencias de que la dinámica del río Nonaya afectara con inundaciones o crecidas excepcionales a los restos del Monasterio y (2) La llanura aluvial sobre la que se ubica el Monasterio mostraba una configuración morfológica muy similar a la actual ya en la época a la que pertenecen los restos arqueológicos más antiguos excavados durante esta campaña (Torre s. VIII y unas cabañas a la cabecera de la Iglesia del s. IX), excluyendo únicamente las posibles migraciones laterales que pueda haber experimentado el curso fluvial del Nonaya en los últimos siglos, y que han sido mostradas para el siglo XX con el estudio paleohidrológico efectuado.

Agradecimientos: Este trabajo fue realizado en el marco del contrato de investigación de referencia CN-01-142-B1, establecido entre la Universidad de Oviedo y la entidad Proyecto Arqueológico Cornellana 2001 a partir de una subvención concedida por el Gobierno del Principado de Asturias.

Referencias bibliográficas

- Adán, G.E. & García A. (2003). Archaeological study about the medieval monastery of San Salvador de Cornellana (Salas, Asturias, Spain). En: *Center, Region, Periphery. 3rd International Conference of Medieval and Later Archaeology: Medieval Europe, Basel, 2002*, 3: Sections (6 – 8) 234 - 245
- Adán, G.E. & Jiménez-Sánchez, M. (2003). El monasterio medieval de San Salvador de Cornellana. *Arqueología y Geología del entorno. El Nonaya*, 4, 3-7.
- Martos, E., Jiménez-Sánchez, M., & Flor, G. (2006). Geomorfología del entorno del Monasterio e Raíces (Castrillón, Asturias): aspectos geoarqueológicos. *Geomorfología y territorio. Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. Santiago de Compostela, 13-15 de septiembre de 2006*. (Pérez-Alberti, A. & López Bedoya, J., ed.), Universidad de Santiago de Compostela. Publicacións, 1009-1021
- Niembro, C. & Jiménez Sánchez, M., (2001). *Estudio de la geomorfología fluvial del entorno del Monasterio de San Salvador de Cornellana (Salas)*. Memoria final Contrato CN-01-142-B1. Proyecto Arqueológico Cornellana 2001.- Universidad de Oviedo, 80 pp.
- Requejo, O.; Martínez, A. & Jiménez Sánchez, M. (1991). Excavaciones arqueológicas en el Conjunto Monumental de Valdediós (Villaviciosa). 1988-1989. En: *Excavaciones Arqueológicas en Asturias 1987-90* (Forteza, J. ed.). Consejería de Educación, Cultura, Deportes y Juventud del Principado de Asturias, 179-188.
- Requejo Pagés, O. & Jiménez-Sánchez, M. (2004). Investigaciones geoarqueológicas en monasterios medievales: el ejemplo de San Pedro de Villanueva (Asturias). En: *Actas de la XI Reunión de AEQUA* (Flor, G, ed.), 287-292.
- Schumm, S. A. (1973). Geomorphic thresholds and the complex response of drainage systems. En: *Fluvial Geomorphology*, (Morisawa, M., ed.), Birghamton, Sate University of New York, 229-310.



APORTACIÓN DE LA MICROMORFOLOGÍA A LA DETERMINACIÓN DE LOS REDILES PREHISTÓRICOS EN EL ALTO VALLE DEL EBRO: EL CASO DEL NEOLÍTICO DE LOS HUSOS II (EL VILLAR, ÁLAVA)

A. Polo Díaz (1) y J. Fernández Eraso (1)

(1) Dpto. Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco. Francisco Tomás y Valiente s/n, Ap. 2111, 01006-Vitoria-Gasteiz. apolo002@ehu.es ; javier.fernandeze@ehu.es

Abstract (Micromorphological contribution to the identification of stall deposits in the North Ebro River Valley: the Neolithic settlement of Los Husos II, El Villar, Álava): This work yields the first results on the application of micromorphological analysis to the deposit of Los Husos II. The results from the identification of ashes, herbivore coprolites, calcium spherulites, long phytoliths and compacted material support the hypothesis addressed by traditional archaeological data: the characterization of the neolithic sequence at the site as the result of successive livestock keeping practises. Furthermore this is a first attempt to the knowledge of the Neolithic settlement in the North Ebro River Basin from geoarchaeological point of view.

Palabras clave: Micromorfología, Neolítico, Estabulación
Key words: Micromorphology, Neolithic, Stabling deposits

El abrigo de Los Husos II se abre en la vertiente meridional de la Sierra de Cantabria, situándose en el interior de formaciones conglomeráticas de procedencia secundaria, compuestas por cantos de arenisca y cuarcita con una cimentación calcárea muy débil.

El yacimiento fue descubierto en el año 1964 por I. Amezua practicando en él una cata cuyos materiales están extraviados. En el año 2001, mientras se desarrollaban las excavaciones en Los Husos I contiguo a él, se realizó un sondeo que llegó a determinar la presencia de un importante relleno sedimentario. De esta forma desde el verano de 2003 hasta el 2006, se han realizado cuatro campañas de excavación bajo la dirección de J. Fernández Eraso.

Los dos primeros niveles proporcionaron importantes restos materiales de época romana entre los que se encuentran maderas carbonizadas relacionables con cierto tipo de construcción.

El nivel tercero se corresponde con un hoyo de enterramiento que evidencia prácticas de incineración correspondiente al Calcolítico. Entre restos humanos calcinados se recuperaron varias ojivas foliases, dos colgantes, un fragmento de cerámica y una espátula fabricada en hueso.

Los niveles IV, V, VI, VII y IX se corresponden con diferentes etapas del Neolítico. Las inferiores, con cerámicas impresas y segmentos de círculo en bisel doble, se identifican, provisionalmente, con asentamientos esporádicos del periodo Antiguo. En el nivel VI, también identificable con un Neolítico Antiguo, se ha podido diferenciar un uso mixto del abrigo: la parte exterior, con un hogar, dedicado al refugio de pastores y la parte interior utilizada como aprisco. Desde el nivel V esa misma utilización doble parece detectarse. Sin embargo en todo el espesor del nivel IV, cercano al metro, sólo se detecta el uso de redil. Estas formaciones de establo se muestran muy irregulares en su extensión y espesor.

Se han obtenido una decena de dataciones ^{14}C , lo que nos permite diferenciar tres etapas de desarrollo dentro del Neolítico local que se corresponden con las localizadas en otros sitios prehistóricos próximos. Así el espectro cronológico se comprende entre 5.040-4.810 cal BC, del nivel IX y 3.790-3.630 cal BC, de la superficie del nivel IV.

En este trabajo ofrecemos los primeros datos del análisis micromorfológico aplicado sobre material del neolítico antiguo de la secuencia; con ello pretendemos aportar datos respecto a la formación del depósito como consecuencia de prácticas de estabulación de ganado llevadas a cabo en el abrigo.

La aplicación de la micromorfología a la resolución de problemas arqueológicos se ha ido consolidando sobretodo desde finales de los años 80 (Courty *et al.* 1989). Sus aportaciones al conocimiento del mundo pastoral neolítico mediterráneo comienzan a dar sus frutos a principios de los 90 (Courty *et al.*, 1991).

En la Península Ibérica los primeros resultados aportados mediante la aplicación de esta técnica, referidos a contextos de cueva y abrigo que incluyen depósitos de estabulación neolítica se publican a lo largo de los años 90 (Bergadà, 1997), manteniéndose el interés por esta línea de investigación desde entonces (Bergadà *et al.*, 2005)

Aquí presentamos resultados micromorfológicos referidos tanto a evidencias directas (excrementos y esferulitas) como indirectas (cenizas, fitolitos alargados y superficies compactadas) relacionables con prácticas de estabulación de ganado.

La identificación y análisis de las acumulaciones de cenizas permitiría establecer el tipo y gestión de los residuos animales (Bergadà, 1998) y vegetales (Wattez, 1988) acumulados.

La presencia de herbívoros en el depósito es determinable través de la identificación restos de excrementos. El análisis de su morfología y

composición permitiría llegar a establecer además la especie a la que pertenecen (Bergadà, 1998).

El reconocimiento de esferulitas de calcio en los residuos orgánicos facilita relacionar su origen con restos fecales herbívoros (Canti, 1998).

La determinación de microestructuras laminares, puede asociarse a procesos de compresión derivados del pisoteo de los animales estabulados.

Conjuntamente, la presencia de compactaciones de paja y hierba es relacionable con el acondicionamiento del redil y aporte de forraje para alimentación del ganado (Courty *et al.*, 1991).

A partir de la recogida de sedimento no perturbado se ha obtenido una lámina delgada de 13 x 5,5 cm. Se ha sometido a observación con lupa y microscopio petrográfico, empleando de 10X hasta 400X aumentos y utilizando luz polarizada plana (LPP), cruzada (LPX) y luz oblicua incidente (LOI). La descripción micromorfológica ha seguido criterios y términos internacionalmente aceptados (Bullock *et al.* 1985, Stoops, 2003).

El estudio de la muestra analizada ha permitido identificar y definir en el depósito de Los Husos II, acumulaciones de cenizas, diferentes tipos de excrementos de herbívoros, esferulitas de calcio, acumulaciones de restos vegetales y fitolitos alargados y microestructuras con porosidad laminar.

Estos primeros datos nos permiten sugerir:

- Prácticas de estabulación de ganado ovi-caprino y probablemente vacuno.

- Quema de residuos intencionada que podría indicar prácticas periódicas de saneamiento.

Estos primeros resultados, fruto de los análisis micromorfológicos aplicados al depósito de Los Husos II, han permitido avanzar en la caracterización de las prácticas de ocupación durante el Neolítico Antiguo en el abrigo.

Consideramos, por tanto, el análisis geoarqueológico en sentido amplio y micromorfológico en particular, una herramienta indispensable, junto con el análisis arqueológico tradicional, en la caracterización de este tipo de secuencias.

Este trabajo proporciona los primeros resultados de la que es la primera aplicación de dichas técnicas en el contexto del Alto Valle del Ebro. Es necesario sin embargo, desarrollar este primer avance, así como incorporar datos procedentes de los análisis

geoquímicos y bioquímicos en curso, a fin de profundizar en la caracterización de la ocupación del abrigo a lo largo de su secuencia neolítica.

Agradecimientos: Ana Polo Díaz ha participado en este trabajo gracias al disfrute de la Beca para la Formación de Investigadores del Gobierno Vasco BFI05-94

Referencias bibliográficas

- Apellániz, J. M. (1974). El grupo de Los Husos durante la prehistoria con cerámica en el País Vasco. *Estudios de Arqueología Alavesa*, 7.
- Badal, E. (1999). El potencial pecuario de la vegetación mediterránea: las cuevas redil. *II Congreso del Neolítico a la Península Ibérica, Saguntum-pla.*, 2, 69-75.
- Bergadà, M. M. (1997). Actividad antrópica en algunas secuencias arqueológicas en cueva del Neolítico antiguo catalán a través del análisis micromorfológico. *Trabajos de Prehistoria*, 54 (2), 151-162.
- Bergadà, M. M. (1998). *Estudio Geoarqueológico de los Asentamientos Prehistóricos del Pleistoceno Superior y el Holoceno Inicial en Cataluña*. BAR Internacional Series, 742.
- Bergadà, M. M., Cebriá, A. & Mestres, J. (2005). Prácticas de estabulación durante el Neolítico Antiguo en Cataluña a través de la micromorfología: cueva de la Guineau (Font-Rubi, Alt Penedès, Barcelona). En: *III Congreso del Neolítico en la Península Ibérica, Santander 5-8 Octubre 2003*. (P. Arias Cabal, R. Ontañón Peredo & C. García Monco Piñeiro, eds). Universidad de Cantabria, Santander, 187-196.
- Bullock, P., Fédoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G. & Tursina, T. (1985). *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research Publications, Wolverhampton, 152 pp.
- Canti, M. G. (1998). The micromorphological identification of faecal spherulites from archaeological and modern materials. *Journal of Archaeological Science*, 25, 435-444.
- Courty, M. A., Goldberg, P. & Macphail, R. (1989). *Soils and micromorphology in archaeology*. University Press, Cambridge, 344 pp.
- Courty, M. A., Macphail, R. & Wattez, J. (1991). Soil micromorphological indicators of pastoralism; with special reference to Arene Candide, Finale Ligure, Italy. En: *Archeologia della Pastorizia nell'Europa Meridionale II* (R. Maggi, R. Nisbet, Barker, G., eds). *Revista di Studi Liguri*, A.LVII, 127-150.
- Fernández Eraso, J. (2002). Niveles calcolíticos de corral en la Rioja Alavesa. *KREI*, 6, 3-13.
- Fernández Eraso, J., Alday Ruiz, A. & Yusta Arnal, I. (2002). Soil in the late Prehistory of the Basque Country: new data from Atxoste and Los Husos I (Álava). *Prehistoire Européenne*, 18, 295-308.
- Fernández Eraso, J. (En prensa). Establos de cronología Neolítica en la Rioja Alavesa. *IV Congreso del Neolítico Peninsular*. Alicante 2006.
- Stoops, G. (2003). *Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections*. Soil Science Society of America, Madison, 184 pp.
- Wattez, J. (1988). Contribution à la connaissance de foyers préhistoriques par l'étude des cendres. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 85, 252-266.



LA DEPRESIÓN DE MONFORTE DE LEMOS (LUGO, GALICIA). YACIMIENTOS PALEOLÍTICOS INÉDITOS EN EL NOROESTE PENINSULAR

X. P. Rodríguez (1); R. Fábregas (2), T. Lazuén (3), A. de Lombera (1,2); A. Pérez (4), J.A. Peña, C. Rodríguez (2), M. Terrallidos (5), A. Ameijenda (1) y A. Doporto (2).

- (1) Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social (IPHES). Àrea de Prehistòria. Universitat Rovira i Virgili. Plaça Imperial Tàrraco, 1. 43005 - Tarragona. josepedro.rodriguez@urv.cat
(2) Dpto. de Historia I. Universidade de Santiago de Compostela, Pza. da Universidade 1. 15704- Santiago de Compostela
(3) Dpto. de Ciencias Históricas. Universidad de Cantabria. Avda. de los Castros, s/n .39005 - Santander
(4) Dpto. de Xeografía. Universidade de Santiago de Compostela. Campus Universitario Norte. 15782 - Santiago de Compostela
(5) Área de Prehistoria. Departamento de Ciencias Históricas y Geografía. Universidad de Burgos. C/ Villadiego, s/n. 09001 - Burgos

Abstract (Depresión de Monforte de Lemos (Lugo, Galicia). New unknown Palaeolithic sites from North-western Iberia):

This paper deals with new paleolithic sites in a previously unknown region in NW Iberia, the Depresión de Monforte, filled with Quaternary deposits that have yielded a great number of archaeological sites. Due to this discovery an archaeological work was carried out, assessing the archaeological potential of this area. In the basin of Monforte we have recognized a continuous settlement along the Middle and Upper Pleistocene, thus becoming the only place in NW Iberia where settlement and environmental evolution can be studied during the whole Pleistocene.

Palabras clave: Pleistoceno, industria lítica, Achelense, procesos aluviales

Key words: Pleistocene, lithic industries, Acheulian, alluvial processes.

La Depresión de Monforte de Lemos (Lugo, Galicia) es una de las principales cuencas sedimentarias del noroeste peninsular. Recientes hallazgos y trabajos de prospección arqueológica han puesto de manifiesto la existencia de un importante poblamiento durante el Pleistoceno en la Depresión, asociado a las formaciones de abanicos aluviales de sus vertientes.

El paleolítico inferior y medio en el noroeste peninsular arrastra un gran déficit en la investigación científica ya que los proyectos científicos llevados a cabo han sido muy escasos y puntuales y, por otro lado, se han centrado principalmente en dos áreas concretas: el Baixo Miño, con numerosas estaciones al aire libre, destacando el yacimiento de As Gándaras de Budiño (Aguirre, 1964; Villar, 2004); y en el interior de Galicia, en torno a la ciudad de Ourense, con numerosos yacimientos y estaciones achelenses (Villar, 1997). Junto con la parquedad de proyectos de investigación anteriores, hay que destacar el marcado carácter aislado de las intervenciones y la escasez de aproximaciones regionales que permitan articular el poblamiento pleistoceno del noroeste desde una perspectiva homogénea.

Los nuevos hallazgos por parte de un aficionado local han puesto de manifiesto la existencia de importantes áreas de estudio fuera de estos focos de investigación tradicional. Desde la Universidade de Santiago de Compostela y la Universitat Rovira i Virgili (Tarragona) se ha impulsado el proyecto de investigación "Ocupaciones humanas durante el Pleistoceno de la cuenca media del Miño" que pretende paliar las deficiencias de la investigación en el noroeste peninsular (Fábregas *et al.*, *en prensa*) Dicho proyecto se centra en el estudio del

poblamiento y evolución de las comunidades paleolíticas, así como conocer su relación y capacidad de adaptación (comportamental y tecnológica) a los cambios ambientales ocurridos en el Pleistoceno, mediante los estudios de reconstrucción paleoambiental y paleogeográfica. Para ello, los datos obtenidos en la región caliza de Galicia (parte oriental), objeto de muy contados trabajos, se ofrece como uno de los importantes focos de información para la reconstrucción del medio en el que se desarrollaron estas comunidades.

En este trabajo se pretende dar a conocer los resultados obtenidos durante las prospecciones arqueológicas en la Depresión de Monforte de Lemos tanto a nivel tecnológico de sus industrias líticas, como de descripción de facies sedimentarias de los depósitos aluviales.

La Depresión de Monforte de Lemos es una depresión terciaria de origen tectónico rellena en la base de arcillas lacustres pardas y verdes que, posteriormente, tras una fase de neotectónica, son cubiertas por abanicos aluviales pleistocenos. Los yacimientos arqueológicos se encuentran asociados a estos niveles aluviales y glaciares que se localizan en los rellanos de las vertientes de la Depresión.

Se han identificado un total de ocho asentamientos paleolíticos con industrias líticas en superficie, además de diversos puntos con hallazgos aislados a lo largo de la depresión. El alto rodamiento de los artefactos indica que no se encuentran en posición primaria, aunque dadas las características topográficas del terreno, los objetos no deben encontrarse muy desplazados de su lugar de deposición original. Sólo en un yacimiento se ha

recuperado industria lítica en posición estratigráfica. Los artefactos muestran una gran homogeneidad tanto en el rodamiento de las piezas, como en sus características morfotécnicas (Fig.1).

La mayoría de estos conjuntos industriales pueden ser encuadrados en el Modo 2 o Achelense, aunque presentan cierta variabilidad entre ellos. Esta variabilidad puede responder a factores tecnológicos, postdeposicionales o criterios de selección y recolección.

El yacimiento de "As Lamas", con dos centenares de piezas recuperadas es el más significativo, con presencia de bifaces, triedros y hendedores de gran formato.

Sin embargo, otros lugares parecen responder a una dinámica diferente. En el lugar de "Chao de Fabeiro" predominan los útiles sobre canto (*choppers* y *chopping-tools*) y los bifaces son más escasos que en otras estaciones, lo que podría representar momentos más antiguos.

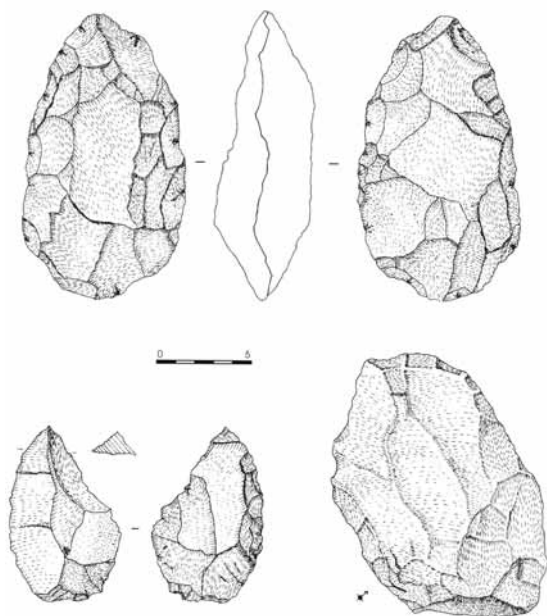


Fig.1. Ejemplo de artefactos líticos de la Depresión de Monforte de Lemos. Industria lítica de As Lamas.

El lugar de "O Regueiral" es el único que ha proporcionado industria lítica en estratigrafía. Dadas las características del conjunto lítico con respecto a

otras estaciones de la Depresión, presencia de talla discoidal, dominio de artefactos sobre lasca y ausencia de grandes configurados, este conjunto puede ser adscrito al Modo 3, o musteriense. Este yacimiento es una de las escasas evidencias del Paleolítico medio en el noroeste peninsular.

Los yacimientos descubiertos recientemente muestran el gran potencial e importancia arqueológica de la Depresión de Monforte de Lemos dentro de la investigación paleolítica. El gran número de estaciones descubiertas en una zona hasta la fecha inédita, así como la posible diacronía identificada en el poblamiento de la cuenca, hacen de la Depresión de Monforte un lugar único. La evidencia de la existencia de un poblamiento antiguo y continuado durante el Pleistoceno en un área geográfica concreta supone una gran oportunidad a la hora de abordar desde un punto de vista diacrónico el estudio de las estrategias tecnológicas y de comportamiento de las comunidades humanas y su relación con la evolución del medio durante el Paleolítico.

Con este proyecto de investigación se pretende aportar nuevos datos sobre un área inédita e impulsar la investigación de carácter multidisciplinar en el estudio de la evolución del poblamiento y reconstrucción paleoambiental del Pleistoceno del noroeste peninsular.

Agradecimientos: Los trabajos arqueológicos han sido realizados gracias a la colaboración del Ayuntamiento de Monforte de Lemos y el Centro de Formación e Experimentación Agroforestal. Carlos Rodríguez pertenece al Programa Maria Barbeito de la Xunta de Galicia. Marcos Terradillos es becario de la Fundación Atapuerca.

Referencias bibliográficas

- Aguirre, E. (1964). *Las Gándaras de Budiño Porriño (Pontevedra)*. Ministerio de Educación Nacional. Dirección General de Bellas Artes. Servicio Nacional de Excavaciones Arqueológicas., Madrid.
- Fábregas Valcarce, R., T. Lazuén Fernández, A. de Lombera Hermida, J. A. Peña Alonso, A. Pérez Alberti, X. P. Rodríguez Álvarez, C. Rodríguez Rellán & M. Terradillos Bernal (en prensa). Novos achados paleolíticos no interior de Galicia. A Depresión de Monforte de Lemos e as súas industrias líticas. *Gallaecia*, 26.
- Villar Quinteiro, R. (1997). El Paleolítico Inferior y Medio en Ourense. *I Congreso de Arqueología Peninsular. Zamora, 1996. Vol. I.*, 15-26.
- Villar Quinteiro, R. (2004). A propósito de las industrias líticas de la costa Luso-galaica: Algunas reflexiones para su interpretación." *Zephyrus*, 57, 55-88.



CARACTERIZACIÓN DEL RELLENO SEDIMENTARIO DE LA GALERÍA DEL OSARIO (CUEVA DE EL SIDRÓN, ASTURIAS, ESPAÑA)

S. Sánchez-Moral (1), J.C. Cañaveras (2), J. Lario (3), S. Cuezva (1), P.G. Silva (4), M. de la Rasilla (5) y J. Fortea (5).

- (1) Dpto. Geología, Museo Nac. CC. Naturales, CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 – Madrid. ssmilk@mncn.csic.es
 (2) Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Laboratorio Petrología Aplicada (Unidad Asociada CSIC-UA), Universidad de Alicante, 03080 - Alicante.
 (3) Dpto. Ciencias Analíticas, Facultad de Ciencias, UNED, 28040 - Madrid.
 (4) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca. 05003 - Ávila.
 (5) Dpto. Historia, Universidad de Oviedo, 33011 - Oviedo.

Abstract (Characterization of sedimentary infill from Osario Gallery, Cueva de El Sidrón, Asturias, España): Stratigraphic and sedimentological works show that the Osario Gallery in El Sidron Cave has a complex sedimentary infill. Bones and artefacts are present throughout an unsorted and unbedded unit which consists of a mixture of gravel-sized limestone fragments with silty loam filling the spaces among the clasts. This unit represents a high energy phase interpreted as debris flow deposit related to the collapse of an upper level or gallery and/or recording a big storm event. Textural and geochemical features of sediments probably reflect a reorganization in the hydrodynamic behaviour of the gallery as response to the emplacement of collapse-derived sediments and/or a lowering of the piezometric level in the cave (due to a change in the external base level).

Palabras clave: Karst, relleno sedimentario, yacimiento arqueológico, Neandertales.

Key words: Karst, sedimentary infill, archaeological site, Neanderthals.

El yacimiento arqueológico de la Cueva de El Sidrón constituye la colección más significativa de restos Neandertales de la península Ibérica (Rosas *et al.*, 2006). Uno de los rasgos más destacados de este yacimiento es la excepcional conservación de la mayor parte de los restos fósiles y su peculiar forma de acumulación en el interior de la Galería del Osario, una de las pequeñas galerías transversales a la Galería principal del sistema kárstico del Sidrón (Fortea *et al.*, 2003).

A lo largo del período 2004-2006 se ha procedido a la testificación, muestreo, análisis y estudio de todos los perfiles arqueológicos descubiertos durante las tres campañas de excavación llevadas a cabo en la Galería del Osario. Durante los tres años de estudio se han realizado análisis de composición mineral, granulometría, propiedades magnéticas y geoquímicas de todas las muestras recogidas a excepción de la campaña de 2006, aún en proceso.

El relleno sedimentario acumulado en la Galería del Osario muestra una alta complejidad que hace difícil la definición de una columna estratigráfica tipo representativa para toda la galería. El seguimiento geológico con levantamiento de columnas estratigráficas de alta resolución a medida que se excava, junto al estudio del conjunto de datos analíticos obtenidos en dichos cortes, permite definir 5 niveles principales que corresponderían con 5 episodios de características hidrodinámicas y sedimentarias distintas. La definición de estos niveles o unidades sedimentarias a lo largo de todos los perfiles abiertos en la zona donde se encuentra la mayor acumulación de restos fósiles y líticos, nos permite establecer una correlación entre los distintos cortes para la elaboración de un modelo del relleno basado en diferentes etapas de sedimentación / erosión, así

como inferir sus implicaciones con cambios en el modelado kárstico del exterior.

En la Fig.1 se muestra un primer modelo de proyección tridimensional que debe ser completado una vez se disponga de una cartografía 3D detallada de la zona estudiada. Uno de los aspectos más destacados y complejos, es la aparición de nuevos restos fósiles progresivamente más profundos. El análisis detallado de los cortes y los trabajos llevados a cabo en las campañas de 2005 y 2006, nos ha permitido completar la correlación de los perfiles abiertos hasta la última campaña y constatar la existencia de un cambio substancial en la dinámica de relleno de la Galería del Osario previo a la deposición de los restos óseos y líticos. Dicho cambio consiste en un evento de alta energía que queda representado por un nivel de gravas negras con neto carácter erosivo respecto a los niveles limo-arenosos infrayacentes, típicamente fluvio-lacustres. En conjunto, la unidad con restos óseos, consiste en un depósito en masa (tipo *debris flow*) compuesto por una mezcla caótica de cantos, fango y agua. Este tipo de depósito es indicativo de una alta energía de transporte (el más energético de todas las unidades del relleno sedimentario). La llegada y acumulación de restos debió producirse, por tanto, inmediatamente después de la entrada de las gravas citadas, y asociada al mismo evento de alta energía. Los datos acumulados hasta ahora indican que probablemente fueran arrastrados desde un nivel kárstico superior inactivo o con muy baja actividad hasta ese momento, por situarse encima del nivel freático como consecuencia del encajamiento de la red fluvial externa. Una masa de material suelto situado en esa cavidad/galería superior, probablemente en una entrada, se introdujo aguas abajo en la cueva en forma de un episodio único de colada de barro como consecuencia de un

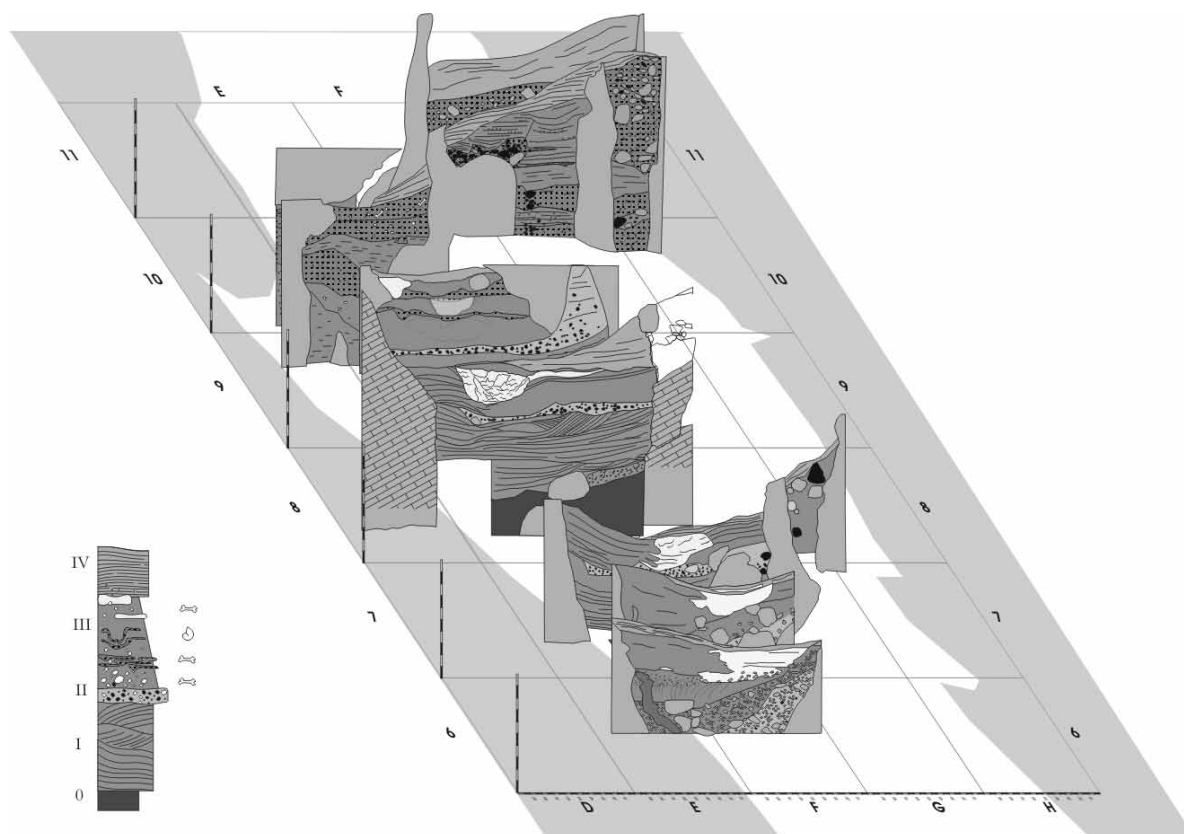


Fig. 1. Modelo de correlación tridimensional de cortes estratigráficos de los principales perfiles arqueológicos estudiados en la zona E-F-G-H 6/10 donde se acumula la mayor parte de restos fósiles y líticos. En parte inferior izquierda, columna estratigráfica sintética: 0: lutitas masivas; I: arenas y lutitas laminadas; II: Gravas, arenas y lutitas caóticas; III: Lutitas con cantos, laminaciones arenosas y encostramientos carbonáticos; IV: Limos y arenas finas laminadas.

colapso y/o un evento de tormenta. El resultado es la llegada de una masa de cantos, arenas, huesos y arcillas que quedarían acumulados sobre un substrato (roca o sedimentos previos) y/o acuñados en las fisuras subverticales características de la parte occidental de la galería. La especial disposición de los restos y de la unidad sedimentaria que los alberga junto a las observaciones directas realizadas en la campaña de exploración de 2006, sugieren la posibilidad de que su llegada a la Galería se produjera a través de una de las chimeneas situadas en la vertical y actualmente taponada por un relleno de arcillas. El cambio hidrodinámico y las diferencias geoquímicas con los materiales precedentes (ej: incrementos en contenido en S, Ti, Zn y Zr) indican una probable modificación del área fuente inmediata de los sedimentos que podría estar relacionada con variaciones importantes en la zona exokárstica. Dichas variaciones podrían coincidir con los encajamientos recientes de la red fluvial que han repercutido necesariamente en la historia evolutiva del sistema kárstico del Sidrón. Su correlación con los episodios de erosión y relleno que se documentan en el interior de la Galería del Osario requiere de un análisis geomorfológico y geocronológico detallado de los sistemas de terraza que enmarcan la Depresión del Sidrón. El encajamiento de la red fluvial externa en una zona kárstica favorece el descenso del nivel freático y la profundización del karst con aumento de la energía

potencial del agua que discurre por niveles superiores. La activación del supuesto nivel superior pudo producirse por un colapso exokárstico (dolina) que provocó la captación temporal preferente de las aguas de escorrentía y de los materiales asociados. El nivel superior, tras una etapa en la que permaneció conectado con el exterior por la dolina y actuaba como colector preferencial del agua, quedó nuevamente colgado y su actividad muy limitada.

Agradecimientos: Este trabajo es resultado del Convenio Principado de Asturias-Universidad de Oviedo CN-04-152 y del Convenio Universidad de Oviedo- CSIC-MNCN, Ref. 060501040023.

Referencias bibliográficas

- Fortea, J.; Rasilla, M.; Martínez García, E.; Sánchez-Moral, S.; Cañaveras, J.C.; Cuezva, S.; Rosas, A.; Soler, V.; Julià, R.; Torres, T.; Ortiz, J.; Castro, J.; Badal, E.; Altuna, J. & Alonso, J. (2003). La Cueva de El Sidrón (Borines, Piloña, Asturias): Primeros resultados. *Estudios Geológicos*, 59, 159-179.
- Rosas, A.; Martínez-Maza, C.; Bastir, B.; García-Taberner, A.; Lalueza-Fox, C.; Huguet, R.; Ortiz, J.E.; Julià, R.; Soler, V.; Torres, T.; Martínez, E.; Cañaveras, J.C.; Sánchez-Moral, S.; Cuezva, S.; Lario, J.; Santamaría, D.; Rasilla, M. & Fortea, J. (2006). Paleobiology and comparative morphology of a late Neandertal sample from El Sidrón, Asturias, Spain. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 103 (51), 19266-19271.



AMBIENTES Y SECUENCIAS DE DEPÓSITOS CUATERNARIOS ASOCIADOS AL VALLE DEL ANTIGUO ARROYO ABROÑIGAL (CUENCA DEL MANZANARES, MADRID)

F. Tapias Gómez (1), J. A. Dorado Pilar (1) y J. Gorosarri Rodríguez (1).

(1) Dpto. de Arqueología, Paleontología y Recursos Culturales. Área de Geología. Auditores de Energía y Medio Ambiente S.A., Avda. Alfonso XIII, 72. 28016 - MADRID. ftapias@audema.com

Abstract (Quaternary environments and deposit sequences of the old Abroñigal stream valley): The geological and geomorphological works made during the archaeological and paleontological chase working in the M-30 road reconstruction, are giving many information about the quaternary and tertiary deposits of Madrid. The east M-30 way coincide with the old Abroñigal stream-bed, which it went from actual Manoteras area to the end in the left side Manzanares river.

Palabras clave: Abroñigal, arroyo, valle y Pleistoceno.

Key words: Abroñigal, stream, valley and Pleistocene.

Las labores de seguimiento geológico realizadas durante los años 2005 a 2007 dentro del control arqueopaleontológico de las distintas obras de remodelación de la M-30, están ofreciendo una gran oportunidad de poder conocer con mayor detalle las características geológicas y geomorfológicas de los depósitos cuaternarios y terciarios que componen la base litológica sobre la que se levanta la ciudad de Madrid. Concretamente la zona este de dicha carretera de circunvalación, realizada durante los años 70, coincide a lo largo de todo este tramo con el antiguo cauce del arroyo Abroñigal. Este arroyo discurría desde las cercanías del actual Nudo de Manoteras (entre M-30 y la A-1), hasta su desembocadura en el margen izquierdo del río Manzanares a la altura del Nudo Sur de la M-30 (Fig.1).

A continuación, se hace una breve descripción de los distintos tipos de depósitos cuaternarios asociados al valle del Abroñigal que se han visto afectados por las recientes obras de mejora de la M-30, así como una breve descripción de los datos geomorfológicos y ambientales obtenidos:

Depósitos de glacis, asociados a las pendientes existentes entre la Superficie de Madrid (Riba, 1957) y el margen derecho del Abroñigal en su curso alto, del cual también se ha podido obtener información topográfica de su cauce, pudiendo realizarse una cartografía geomorfológica de la zona. Estos glacis suelen estar formados por secuencias granodecipientes de arenas arcósicas de grano medio a muy grueso con algún canto de granitoide y hacia techo pasan a arenas finas y limosas. Presentan estratificación cruzada planar y suelen comenzar en la base con depósitos de *lags* de canal, suavemente erosivos sobre los materiales terciarios, difíciles de distinguir en campo. Los depósitos de glacis de cobertera, además de desarrollar facies algo canalizadas hacia la base de las secuencias, suelen aparecer ligeramente seccionados hacia techo por antiguos canales de los arroyos tributarios del Abroñigal (Obra: "Remodelación del Enlace entre la M-30 – Nudo de la Paloma – C/ Pío XII y Avenida de Burgos"). Otro tipo de glacis que se ha podido

documentar, está caracterizado por unas arenas arcósicas que presentan un bandeado anaranjado y beige, asociado a la alternancia estacional de periodos de flujos de agua poco canalizada con remoción superficial y otros de cierta aridez (Obra: Prolongación del Túnel de la C/ O'Donnell).

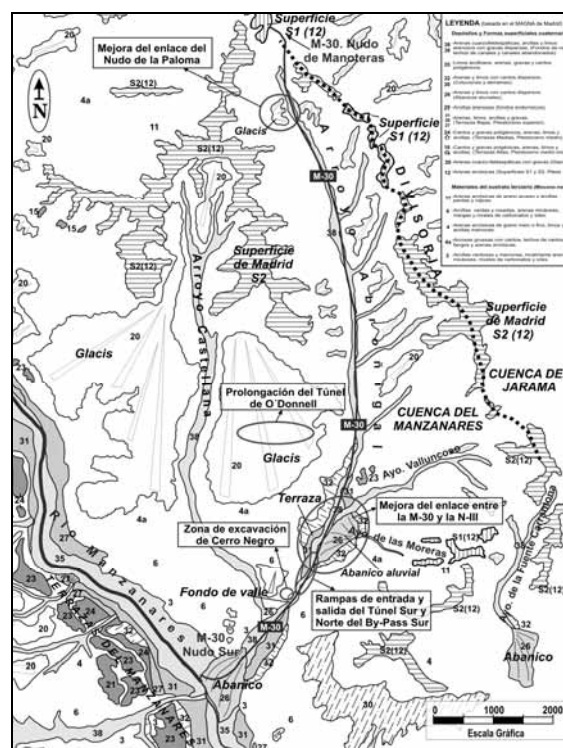


Fig.1. Marco geográfico y geomorfológico de las distintas zonas de estudio, en torno al arroyo Abroñigal (Modificado del MAGNA, hoja 559 Madrid, Goy et al., 1989).

Depósitos de abanico o cono aluvial, asociados a la confluencia del arroyo de las Moreras con el propio arroyo Abroñigal, en el margen izquierdo de su curso medio-bajo. Estos depósitos asociados al abanico, están compuestos hacia la base por facies de canal relacionadas con el propio arroyo de las Moreras.

Hacia techo se suceden varias intercalaciones de arenas sueltas y arenas con cierto porcentaje de matriz limo-arcillosa, correspondientes a las sucesivas fases de arroyada o inundación sobre la llanura aluvial seguidas por la generación de varios horizontes edáficos de mayor o menor potencia, posiblemente relacionados con aportes laterales de carácter coluvionar o a zonas del abanico con procesos de menor selección, observándose estructuras poligonales prismáticas en arcillas de iluviación. Parece existir ocupación humana en dicha llanura aluvial según indican los restos epipaleolíticos encontrados en estos niveles. Esta ocupación se ha datado desde el comienzo del encajamiento del abanico hace unos 8.600-7.600 BP hasta los niveles superiores en torno a los 7.000-8.000 BP, según las dataciones por OSL. El espesor medio de este conjunto de sedimentos está en torno a los 3-4 m, pudiendo llegar hasta los 6 m (Obra: Mejora del enlace entre la M-30 y la N-III).

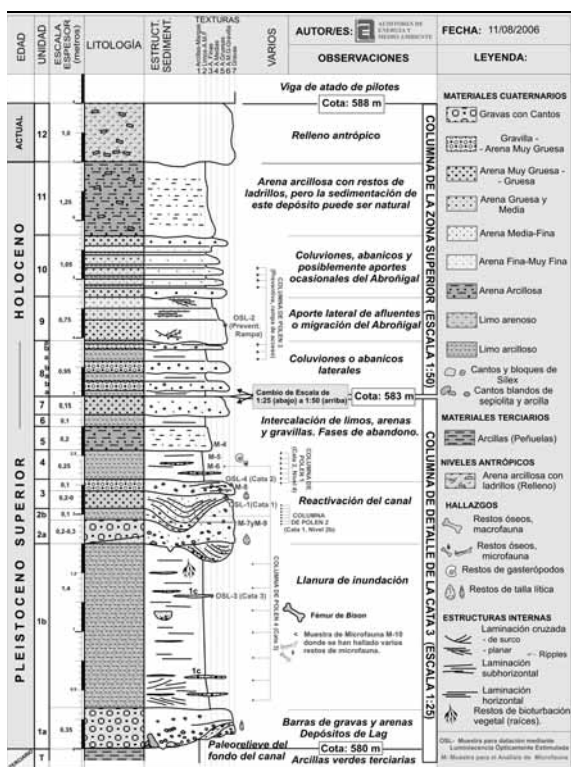


Fig.2. Columna estratigráfica tipo de la excavación arqueopaleontológica de Cerro Negro.

Depósitos del fondo de valle y terrazas. Se ha podido documentar un nivel de *terrazza del Abroñigal*, tanto en el margen izquierdo, enterrado por el cono aluvial de las Moreras descrito anteriormente, como en el margen derecho de dicho arroyo. Este nivel está caracterizado por unas gravillas y arenas muy gruesas a medias, de composición cuarzofeldespática y con gran número de cantos blandos de arcillas terciarias, además de restos de industria paleolítica rodada. Suelen presentar una

disposición interna en *sets* con laminación cruzada de surco a base y laminación subhorizontal con *ripples* a techo. Estos niveles de *terrazza* se sitúan en torno a +8 m respecto al *talweg* del antiguo Abroñigal. Teniendo en cuenta los datos aportados por la geometría y datación del abanico que fosiliza la *terrazza*, además de su correlación con los niveles de *terrazzas* bajas del Manzanares, a esta *terrazza* del Abroñigal se le puede atribuir una edad aproximada entre el final del Pleistoceno superior y el comienzo del Holoceno (Obra: Mejora del enlace entre la M-30 y la N-III).

También se han podido observar varias secciones de las distintas secuencias de relleno del *fondo de valle* del arroyo Abroñigal, compuestas por varios niveles de facies de canal, intercalados con sus correspondientes niveles de inundación, o con depósitos de aporte lateral asociados a coluviones de las laderas del valle, o bien, a afluentes de flujo muy estacional. Un buen ejemplo de esta sucesión de depósitos se ha podido documentar en la excavación arqueopaleontológica realizada en Cerro Negro, situado en el margen derecho del curso bajo del arroyo (Fig.2). En esta excavación han aparecido abundantes restos de industria paleolítica, así como piezas dentales atribuibles a herbívoros de gran tamaño (équidos y bóvidos) y especialmente, un fémur de bóvido, además de numerosos restos de microvertebrados. Con estos hallazgos y a falta de los resultados que se obtengan de las dataciones mediante OSL, se puede asignar una edad provisional del Pleistoceno superior para los depósitos cuaternarios más antiguos excavados en esta zona, correspondientes al inicio del relleno del fondo de valle del Abroñigal. En esta zona se ha podido documentar la base erosiva del antiguo cauce del arroyo con el sustrato terciario, encontrándose varias marcas de corriente y varios bloques desprendidos de arcillas y sílex terciarios (Obras: Mejora del enlace entre M-30 y la N-III; Túnel Sur y Norte del By Pass Sur; Nuevo Colector de By-Pass de Abroñigales)

La edad de formación de este arroyo como tributario del río Manzanares es probablemente anterior al final del Pleistoceno superior y relacionado posiblemente con la formación de fracturas de dirección N-S del sustrato terciario profundo. Del mismo modo, se ha constatado la ocupación humana en estos depósitos cuaternarios desde el Pleistoceno superior.

Referencias bibliográficas

- Goy, J.L., Pérez-González, A. & Zazo, C. (1989). Cartografía y Memoria del Cuaternario y Geomorfología. En: 2ª Serie MAGNA, 1ª Edición, Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja nº 559 (Madrid). IGME.
- Riba, O. (1957). Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid. INQUA, V Congress. Intern. Madrid-Barcelona, Livret guide de l'Excursion C2, 5-55.



RESULTADOS ANTRACOANALÍTICOS DE LA CUEVA DE EL CONDE (ASTURIAS): NIVELES DE TRANSICIÓN PALEOLÍTICO MEDIO/SUPERIOR

P. Uzquiano (1), M. Arbizu (2), J.L. Arsuaga (3) y G.E. Adán (2).

- (1) C/ Mediodía Grande, 17 2º - 3, 28005 - Madrid. puzquiano@wanadoo.es
 (2) Laboratorio de Cuaternario. Dpto. Geología, Universidad de Oviedo. c/ Arias de Velasco, s/n. 33005 - Oviedo. marbizu@geol.uniovi.es; gema@geol.uniovi.es
 (3) Centro de Evolución y Comportamientos Humanos. Instituto de Salud Carlos III, Madrid. jlarsuaga@isciii.es

Abstract (Anthracanalytic results from the Conde Cave (Asturias): Middle-Upper Palaeolithic Transition Levels): Charcoal analysis have been performed of the Middle/Upper Palaeolithic transition levels -dated around 40/38 ka- has been performed. The main tree species obtained were *Pinus sylvestris*, *Sorbus aria* and *Betula*.

Palabras clave: Antracología, Cueva del Conde, transición paleolítico medio/superior, Asturias

Key words: Anthracanalytic, Conde Cave, Middle/Upper Paleolithic Transition, Asturias

La cueva del Conde también conocida como del Forno (Santo Adriano, Asturias) es un gran abrigo orientado hacia el noroeste, con dos concavidades poco profundas y no muy amplias que van estrechándose hacia el fondo (área oriental). En la actualidad está a unos 40 m. sobre el cauce del río Trubia, un afluente del Nalón.

Tras 5 campañas de limpieza, acondicionamiento y excavación del 2001 al 2006 (Arbizu *et al.*, 2005a y García *et al.*, 2006), hemos delimitado el yacimiento arqueológico en tres zonas: la "Zona Externa", situada en la actual subida al yacimiento y en fase de excavación; la "Plataforma" de entrada en la que hemos reconocido los niveles de transición Paleolítico Medio/Superior; y la denominada "Galería

A" donde existe una columna sedimentaria de base a techo de casi 2 m., en la que hemos realizado un análisis lito/ambiental mediante el método de "Susceptibilidad Magnética" (Arbizu *et al.*, 2005b).

En este resumen, presentamos los nuevos datos antracológicos de los niveles de ocupación fechados en torno a 40-38 ka BP, extraídos de la Plataforma (N20b2; N20b1; N20a; N10). Los resultados obtenidos son los siguientes (Fig.1): *Pinus sylvestris*, *Sorbus aria*, *Betula*, aparecen como principales especies arbóreas. El estrato arbustivo presenta una gran variabilidad florística procedente tanto de substratos calcáreos como silíceos. *Arbutus*, *Rhamnus*, *Crataegus*, *Prunus* alternan con *Erica* y Leguminosae (*Ulex*, *Cytisus*).

CUEVA DE EL CONDE : RESULTADOS ANTRACOANALÍTICOS

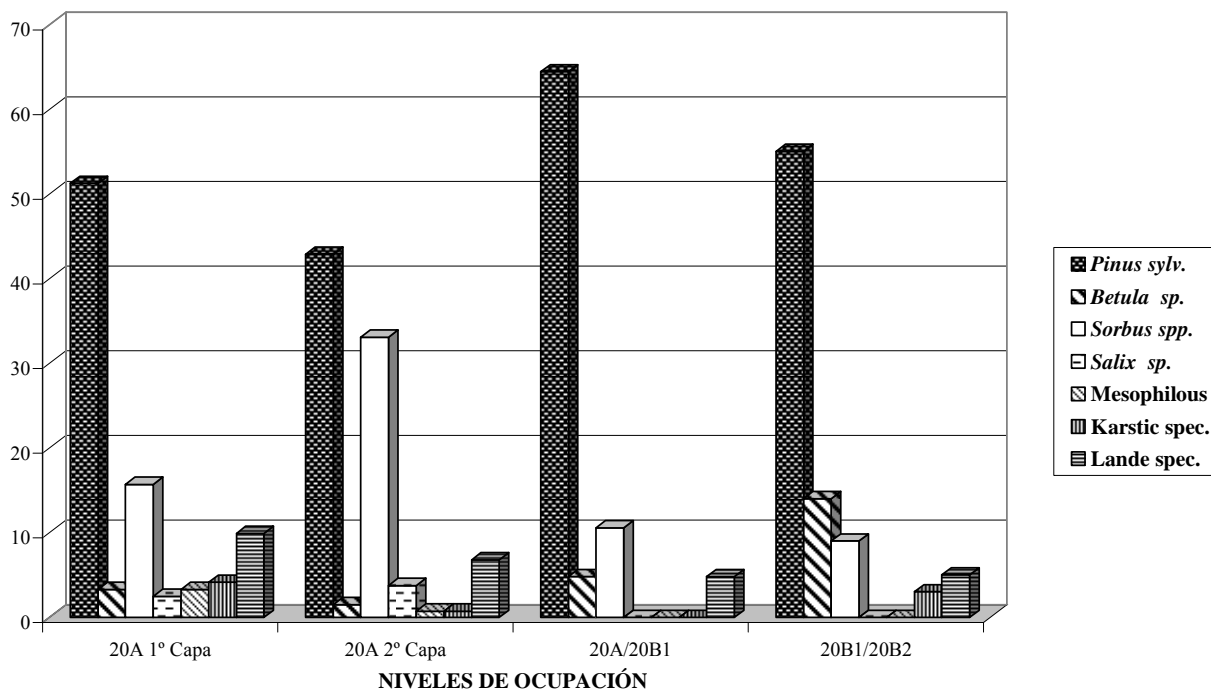


Fig.1. Resultados Antracológicos

La configuración topográfica de este territorio así como la discontinuidad de sustrato geográficamente próxima, explica la existencia de comunidades vegetales con afinidades ecológicas diversas. Asimismo la posición del yacimiento a media ladera habría facilitado el aprovechamiento alternativo de todas ellas en lo referente a la gestión del combustible por parte de los grupos humanos que ocuparon estacionalmente dicho yacimiento.

Este período cronológico (Pleniglacial medio) que se caracteriza por la presencia de glaciares de montaña en proceso de "deglaciación" lo que conlleva una fuerte inestabilidad climática, comienza a ser bien conocido a nivel antracológico en el norte peninsular.

Los datos obtenidos en El Conde vienen a sumarse a los ya registrados en otros asentamientos más o menos contemporáneos ubicados en Cantabria como son las cuevas de El Esquilleu, El Castillo y Covalejos (Uzquiano, 2005). De este modo, la flora evidenciada en El Conde traduce espacios abiertos con especies pioneras que han colonizado unos suelos libres de hielo pero sometidos aún a procesos de periglaciario, si bien éstos quedarían atenuados por la presencia relevante de tasas de humedad ambiental y edáfica.

Agradecimientos: Este trabajo fue realizado en el marco del contrato de investigación CN – O4 - 218, establecido

entre la Universidad de Oviedo y la Consejería de Cultura del Principado de Asturias.

Referencias bibliográficas

- Arbizu, M., Arsuaga, J.L. & Adán, G.E. (2005a). La cueva del Forno/Conde (Tuñón, Asturias): un yacimiento del tránsito del paleolítico medio y superior en la Cornisa Cantábrica. En: *Neandertales Cantábricos. Estado de la cuestión*. (R. Montes & J.A. Lasheras, eds.) *Monografías del Museo Nacional y Centro de Investigación de Altamira*, 20. Santander, 10–38
- Arbizu, M., Arsuaga, J.L., Adán, G.E., Aranburu, A., Ellwood, B., Fombella, M^a A., Álvarez-Laó, D., García, M. & Fernández, J. (2005b) Las condiciones ambientales durante la transición del paleolítico Medio al Superior en la Cornisa Cantábrica: del 40.000 al 30.000 BP en la Cueva del Conde (Tuñón, Asturias, España). *Cuaternario Mediterráneo y poblamiento de homínidos. IV Reunión de Cuaternario Ibérico. Gibraltar septiembre 2005*. AEQUA, 31-32.
- García, M., Adán, G.E., Arsuaga, J.L., Arbizu, M. & Álvarez-Laó, D. (2006). L'industrie lithique de passage du Paléolithique moyen au supérieur de la grotte de El Conde: premières données. *Book of abstracts. XVth Congreso of the U.I.S.P.P. 4 – 9 september. Lisbon*. (Portugal), 2, 709–710.
- Uzquiano, P. (2005). El registro antracológico durante la transición Musteriense-Paleolítico Superior Inicial en la Región Cantábrica: Vegetación, Paleoambiente y modos de vida alrededor del fuego. En *Neandertales Cantábricos*. (R. Montes & J.A. Lasheras, eds.) *Monografías del Museo Nacional y Centro de Investigación de Altamira*, 20. Santander, 255-274.

Sesión 5

Tectónica y vulcanismo cuaternarios: paleosismicidad y procesos volcánicos



ACTIVIDAD TECTÓNICA DURANTE LA ÉPOCA MEDIEVAL Y ROMANA EN LA CUENCA DE GRANADA (LA FALLA DE LA MALAHA)

J.M. Azañón (1), G. Booth-Rea (1); J.M. Martínez-Martínez (1), V. Pérez-Peña (1)

(1) Dpto. Geodinámica-Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra. Universidad de Granada-CSIC. Avd. Fuentenueva s/n. Granada 18002. jazanon@ugr.es, gbooth@ugr.es, jmmm@ugr.es, vperez@ugr.es.

Abstract (Tectonic activity during medieval and roman times in the Granada basin, Malaha Fault): The Malahá Fault produces an intrabasinal high in the Granada basin. This active normal fault, over 15 km long, with a WNW-ESE trend exhumes the metamorphic basement in the middle part of the basin. The sedimentary sequence related with the fault activity is formed by Holocene deposits with human vestiges like bones, ash levels and roman and medieval ceramic fragments. In order to estimate the sedimentation rates, we have dated several depositional units of the hanging-wall by AMS-C14. The AMS-C14 ages, between 3010 ± 25 BP (base of the sedimentary sequence) and 887 ± 48 BP, are consistent with the ceramic fragments found in different levels. The fault produces the tilting of deposits with an age of 2422 ± 25 BP. Consequently, we conclude the fault has been active during the last three millenniums, producing sedimentation rates in its hanging-wall ranging between 0.4 and 1.7 mm/yr. The lack of pre-Quaternary sediments related with this fault suggests that it formed recently in relation with basinward propagation of extension in the Granada Basin.

Palabras clave: sismicidad, fallas normales, geoarqueología, dataciones AMS- ^{14}C
Key words: seismicity, normal faults, geoarcheology, AMS- ^{14}C dating

La Cuenca de Granada se sitúa en el sector central de la Cordillera Bética. Su relleno sedimentario de la cuenca de Granada comenzó en condiciones marinas hace unos 10 Ma, pasó a condiciones continentales hace unos 5-6 Ma y terminó aproximadamente hace tan sólo 0,5 Ma. Desde la continentalización de la cuenca, toda la región ha sufrido levantamiento hasta alcanzar la elevación actual. En el Pleistoceno se ha desarrollado y encajado la red de drenaje actual, tributaria en su totalidad del Río Guadalquivir.

El sustrato de la Cuenca de Granada está constituido por materiales metamórficos (esquistos, filitas, mármoles) de edad paleozoica a triásica y sedimentarios (calizas, dolomías, margas) de edad triásica-cretácica. El relleno tiene espesores máximos de 1.500 metros.

El relleno de la Cuenca de Granada ha sido en buena parte sincrónico de la actividad de fallas localizadas en sus márgenes. Estas fallas son de carácter normal, dominando las de dirección NW-SE, con buzamientos hacia SW. La extensión inducida por estas fallas ha ido migrando hacia el interior de la cuenca. Esto ha producido que los depósitos marinos tortonienses afloran en la periferia de la cuenca y en algunos altos en su interior.

La actividad sísmica en la Cuenca de Granada es moderada, habiéndose registrado un gran número de terremotos, todos ellos de magnitud moderada o baja ($M_b < 5.5$). En tiempos históricos ha habido terremotos importantes con cuantiosos daños materiales, pero de magnitud difícilmente evaluable. La sismicidad tiene su origen a profundidades comprendidas por lo general entre 5 y 17 km y los mecanismos focales indican un estado actual de esfuerzos tensional con una dirección de extensión NE-SW. Esta dirección de extensión actual, junto a determinaciones de paleoesfuerzos en materiales tortonienses y más recientes, son perfectamente

compatibles con la existencia de fallas normales de direcciones predominantes NW-SE.

El relieve actual en el borde de la Depresión de Granada, además de estar condicionado por la acción erosiva de varios sistemas fluviales (ríos Genil, Darro, Monachil, etc.), es una consecuencia de la actividad de las fallas que se manifiestan mediante cambios bruscos en el relieve. Así, el límite entre el sustrato de la cuenca y el relleno viene determinado por fallas normales con buzamiento hacia el interior de la cuenca.

Por otra parte, en el interior de la cuenca aparecen algunas elevaciones en las que llega a aflorar el sustrato metamórfico. La Falla de la Malaha es la responsable de uno de estos relieves intracuenca en el que afloran los mármoles dolomíticos del Complejo Alpujarride (Fig.1).



Fig.1. La Falla de la Malahá limitando un alto de basamento en el interior de la Cuenca de Granada.

Se trata de una falla normal con una orientación WNW-ESE que es la responsable del alto del Monte Vives y que alberga el yacimiento de estroncio más importante del mundo. Tiene una longitud estimada de unos 16 kilómetros, aunque, segmentada por pequeñas rampas laterales dexas (Fig.2). Hacia el E se releva con un conjunto de fallas de la misma orientación que entran dentro del sustrato metamórfico.

La falla ha condicionado la sedimentación Holocena en su bloque hundido en el que aparece un

yacimiento arqueológico (Fig.3). El yacimiento que nos ocupa está situado aproximadamente 600 m al NNE del núcleo de la Malahá, en el aterrazamiento de una suave ladera inclinada hacia el E. Al pie de esta elevación, a unos 120 metros, se encuentran las estructuras de los baños que dan nombre al yacimiento arqueológico (los Baños de La Malahá). Este yacimiento (coordenadas X 435.554,9 – Y 4.107.203,3) es bien conocido bibliográfica y arqueográficamente gracias fundamentalmente a los trabajos de Fresneda y Rodríguez (1982) y por las posteriores intervenciones arqueológicas de urgencia desarrolladas en la zona, principalmente las efectuadas en 1998 (Rodríguez, 1998).

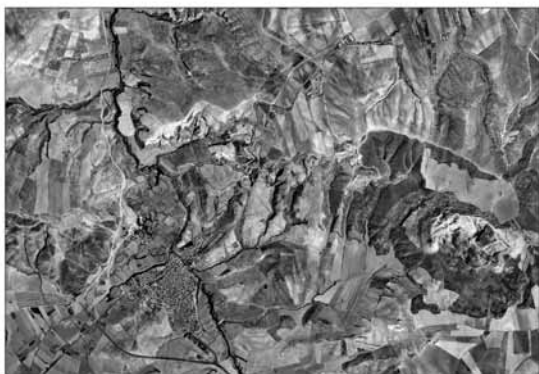


Fig. 2: La falla de la Malahá sobre una fotografía aérea.

Los distintos espacios en los cuales se conforma el yacimiento se articulan en torno a una serie de fuentes de agua dulce. Esta zona termal actuó como polo de atracción para el establecimiento en sus cercanías de los distintos colectivos humanos que históricamente poblaron estos lugares. Los manantiales fueron aprovechados para la construcción de un balneario durante el siglo XIX. En buena lógica esta construcción pudo reaprovechar o integrar algunos elementos de edificaciones precedentes, fundamentalmente de época romana (sillares) y medieval.



Fig. 3: Cata arqueológica usada para el análisis de los depósitos holocenos del bloque de techo de la falla.

Los estudios realizados en la zona (Fresneda y Rodríguez, 1982; Rodríguez, 1998) han distinguido varios periodos cronológicos y culturales para el yacimiento arqueológico de los Baños de La Malahá y su entorno inmediato, los cuales pueden resumirse sucintamente de la forma siguiente:

- Calcolítico: se han documentado restos cerámicos y líticos (algún fragmento campaniforme, fuentes de labio engrosado, denticulados) adscritos a este momento histórico en las proximidades del yacimiento de los Baños de La mala.

- Bronce Final: se vinculan con la existencia de un poblado que parece documentarse entre 900-800 AC.

Se aprovecharon las catas realizadas para el estudio del yacimiento para hacer un análisis de las relaciones entre los diferentes niveles del relleno sedimentario y la falla. En la zona de falla se pueden reconocer varios planos paralelos que tienen una relativa asincronía en su funcionamiento. Uno de los planos principales separa el relleno holoceno de los sedimentos mesinienses de la cuenca. Este plano está sellado por las capas más altas del relleno cuaternario. El otro plano de falla separa el relleno sedimentario de los mármoles dolomíticos. Este plano corta incluso a los niveles más altos del Holoceno.

Se ha realizado una campaña de geofísica con varios perfiles de georadar, sísmica y tomografía eléctrica con objeto de establecer la geometría y continuidad en profundidad de las fallas aflorantes en superficie. Además se realizaron una serie de dataciones radiométricas (^{14}C -AMS) sobre muestras de carbón recogidas en niveles cortados y/o sellados por los diferentes planos de falla. El nivel más antiguo datado, que representa la base del relleno con restos antrópicos, tiene una edad de 3.010 ± 25 BP. El nivel más alto tiene una edad de 887 ± 48 BP. Este nivel sella a un plano de falla y está cortado por la falla principal que limita el afloramiento de mármoles dolomíticos. La actividad de esta falla produce una cuña clástica que se rellena con depósitos cuya edad está comprendida entre 2.422 ± 25 BP y 2.230 ± 25 BP. Se puede concluir que la zona de falla ha tenido varios episodios de deformación en los últimos tres milenios. El primero de ellos sería anterior a 2.422 ± 25 BP. El segundo estaría comprendido entre 2.230 ± 25 BP y 887 ± 48 BP. El tercero es el responsable del afloramiento final de los mármoles dolomíticos ya que solo se encuentran cantos de estos materiales en los depósitos más recientes (posteriores a 887 ± 48 BP). Las tasas de sedimentación producidas en las proximidades de la falla están comprendidas entre 0,4 y 1,7 mm/año.

Agradecimientos: A la empresa KOINÉ Arqueología y Patrimonio, especialmente a su subdirector Santiago Pecete. La campaña de geofísica ha sido realizada por T. Teixidó y J.A. Peña del Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de desastres sísmicos. El estudio se ha financiado por el proyecto de I+D+I del MEC CGL2004-03333/BTE. Asimismo, se agradecen los cambios sugeridos por un revisor anónimo.

Referencias bibliográficas

- Fresneda, E. & Rodríguez, M^a O. (1982). El yacimiento arqueológico de Los Baños (La Malá). *Cuadernos de Prehistoria*, Universidad de Granada, 7, 1-87.
- Rodríguez, M. O. (1998). Excavación arqueológica de urgencia en el conjunto de Los Baños (La Malahá, Granada). *Anuario Arqueológico de Andalucía*, III, 1-62.



ERUPCIÓN BASÁLTICA FISURAL AL NE DEL VOLCÁN MONOGENÉTICO DE ORCHILLA, EL HIERRO, CANARIAS. CARACTERES GEOMORFOLÓGICOS

R. Becerra (1), C. Guillén (2) y J. Dóniz (3)

- (1) Dpto. Geografía y Ordenación del Territorio. Facultad de Letras, UCLM. Ciudad Real. Rafael.Becerra@uclm.es
 (2) Agente de empleo y desarrollo rural. Cabildo Tenerife. cayetanomg@cabtfe.es
 (3) Escuela MBA, La Laguna, Tenerife. jdoniz@ull.es

Abstract (Fissure basaltic eruption to the NE of the monogenetic volcano of Orchilla, El Hierro, Canary Islands. Geomorphologic characters): The sector of Orchilla, located to the W of El Hierro represents an important example of Holocene volcanism. A remarkable eruption in this zone is the fissure eruption to the NE of the monogenetic volcano of Orchilla. This fissure eruption represents a true natural laboratory to study the processes, dynamics and forms that generate this type of events. The most outstanding in this eruption are the spatter deposits, the hornitos and lava flows emitted which are typical forms of Hawaiian eruptions, with low viscosity magmas, high temperatures and low gas content. We have found around 25 small eruptive vents associated to 14 hornitos and lava flows with superficial morphology pahoehoe which even arrived to the sea.

Palabras clave: Geomorfología volcánica, erupción fisural, depósitos spatter, El Hierro

Key words: Volcanic geomorphology, fissure eruption, spatter, El Hierro.

Introducción

La isla de El Hierro es la más pequeña de Canarias (280 km²) y su principal característica es la juventud geológica. La isla cuenta con unos 174 volcanes basálticos monogénicos cuaternarios, que conservan mayoritariamente sus rasgos morfológicos originales. La mayoría de estos edificios (95,83%) están agrupados en campos volcánicos (occidental= 33 edificios, nororiental= 72 volcanes y meridional= 60 conos) definidos a partir de buffers con un SIG, con caracteres volcanológicos similares entre si, pero con número de conos y organizaciones espaciales diferentes entre ellos (Guillén, 2004).

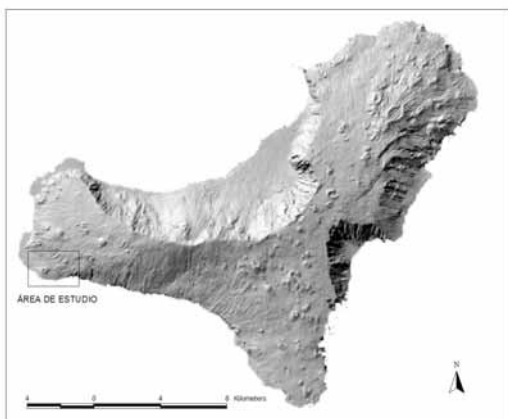


Fig.1. Localización de la zona de estudio al W de El Hierro.

En el sector de Orchilla, ubicado en el campo volcánico occidental de El Hierro, se localiza el conjunto eruptivo objeto de este trabajo (Fig.1). Este campo cuenta con el menor número de volcanes simples; sin embargo, la mayoría de ellos se relaciona con el volcanismo holoceno y subhistórico de la isla, se articula según disposiciones principales ENE-WSW, poseen rasgos morfológicos diferentes (conos anulares, abiertos en herradura, múltiples...) y envergaduras que oscilan entre conos de tamaño mediano hasta muy pequeños (Guillén, 2004).

De los 33 volcanes de esta parte de El Hierro, la erupción fisural objeto de este estudio constituye una pequeña manifestación eruptiva de génesis y dinámica sencillas, pero morfológicamente muy compleja. Este hecho, la convierte en un verdadero laboratorio natural para estudiar tanto los procesos, como las formas que generan este tipo de erupciones basálticas fisurales. Sin duda, como veremos, lo más llamativo de esta erupción son los depósitos de spatter que generó, las construcciones escoriáceas tipo hornitos que se formaron y las lavas emitidas. El objetivo de este trabajo es caracterizar, desde el punto de vista morfológico, cada uno de los elementos en el contexto de la erupción.

Rasgos geomorfológicos de la erupción

La erupción volcánica se prolonga a lo largo de una fractura, transversal a las curvas de nivel, de dirección ENE-WSW, con una diferencia en altura inferior a los 30 metros y de aproximadamente 350 m de longitud (Fig.2). A lo largo de la fisura efusiva es posible reconocer más de 25 pequeñas bocas eruptivas asociadas a 16 hornitos de tamaño y morfología diferentes.



Fig.2. Erupción basáltica fisural al NE del Volcán Orchilla.

El conjunto morfológico resultante se ubica en la parte medio-baja de un paleoacantilado, previamente

sepultado por las coladas de lava procedentes de volcanes ubicados a mayor altitud (M. Quemada, M. Toscones, M. Banco, etc.) y a unos 150 msnm. Por tanto, corresponde al volcanismo reciente postacantilamiento de la isla (Carracedo *et al.*, 2001), responsable de la formación, junto con otros, de la isla baja de Orchilla.

Es difícil establecer la secuencia cronoestratigráfica de esta erupción con las lavas y edificios recientes que la rodean; ya que sus lavas están, en algunos sectores, cubiertas por depósitos de barranco que impiden establecer su recorrido espacial. Sin embargo, en el campo se observa como los productos de esta erupción se superponen a las lavas emitidas desde M. Toscones y como los lapilli del volcán de Orchilla tapizan parcialmente los hornitos y lavas de este conjunto, de lo que se deduce que es posterior a M. Toscones y anterior al conjunto de Orchilla.

Por el tipo de productos emitidos (spatter y lavas pahoehoe), la erupción desarrolló comportamientos eruptivos muy homogéneos de carácter efusivo. Estos materiales se asocian generalmente a manifestaciones eruptivas de carácter hawaiano, con magmas de bajas viscosidades, bajo contenido en gas y altas temperaturas. Estos depósitos de spatter parecen estar vinculados tanto a fuentes de lava de erupciones máficas, como a la deposición de piroclastos félsicos de carácter alcalino (Sumner *et al.*, 2005). En ambos casos, se trata de explosiones volcánicas que ocurren en un conducto eruptivo abierto, lo que determina la fragmentación y proyección al aire de un magma poco viscoso y muy desagregado, que da lugar a piroclastos de gran plasticidad, en origen calientes, que durante la deposición y emplazamiento se sueldan unos a otros por procesos de compactación, aglutinación y coalescencia (Sumner *et al.*, 2005) (Fig.3).



Fig.3. Depósitos tipo spatter de la erupción fisural.

Las construcciones más características de este tipo de manifestaciones volcánicas son los hornitos con raíz. Estos pequeños volcanes se edifican a partir de aglutinados de escorias, jirones y plastrones de lava fuertemente soldados entre sí. Este hecho determina que todos ellos posean rasgos morfológicos muy semejantes, pero con variaciones específicas fruto de su particular historia eruptiva, reflejándose tanto en su tamaño como en su morfología de detalle.

La mayor parte de los hornitos muestran un escaso desarrollo en planta, aunque muy irregulares, y, por el contrario, presentan un alzado de relativa importancia. En la mayoría de las ocasiones, los

hornitos configuran pequeños torreones de gran verticalidad, que no suele superar los 10 m de altura (Fig.4), perforados por chimeneas cilíndricas, abiertas y profundas, y coronados por bóvedas marcadas.

Todos estos hornitos desarrollaron comportamientos eminentemente efusivos, con la emisión de lavas muy fluidas de morfología pahoehoe. Sólo en aquellas edificaciones más complejas se puede advertir cierta especialización dinámica de sus bocas eruptivas. Los cráteres ubicados a mayor altura se centran en procesos de desgasificación con emisión de productos tipo spatter que van edificando los hornitos; mientras que los emplazados a menor cota, se especializan en la emisión de lavas, de manera que es habitual la asociación boca-canal y/o tubo volcánico. Aunque la diferencia altitudinal entre los extremos de la fractura es escasa (<30 m), también se observa cierta especialización de los hornitos, siendo éstos dinámica y morfológicamente más complejos desde el WSW al ENE.



Fig. 4. Hornito torreado generado durante la erupción.

Sin duda, al tratarse de una erupción de carácter eminentemente efusivo, llama la atención las lavas emitidas desde los diferentes centros de emisión. En general, las lavas se vertieron en dirección SW superponiéndose unas a otras, con forma de abanico, con recorridos de poco más de 1 km, de escasa potencia, saltan un paleoacantilado de escasa altura y llegan hasta el mar, donde en la actualidad están acantiladas. Lo más característico del campo de lavas de esta erupción es la morfología superficial de detalle de las mismas y el tapizado parcial de su superficie por depósitos de barranco que rompen su continuidad espacial. Se trata de lavas pahoehoe (cordadas, bulbosas, tripas, drapeadas), con multitud de tubos y canales lávicos, jameos, hundimientos y túmulos, que al agrietarse funcionaron como pequeñas bocas de resalida.

Referencias bibliográficas

- Carracedo, J., Badiola, E., Guillou, H., Nuez, J. & Pérez, F. (2001). Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries. *Est. Geol.* 57, 175-273.
- Guillén, C. (2004). *Morfometría de los conos basálticos monogénicos de El Hierro*. Trabajo de fin de curso. Inédito. 47 pp. + Anexo cartográfico.
- Sumner, JM., Balke, S., Matela, R. & Wolff, J.A. (2005). Spatter. *J. Volcanol. Geother. Res.*, 142, 49-65.



TECTÓNICA ACTIVA Y FIRMAS MORFOLÓGICAS EN EL TRAMO MEDIO DE LA FOSA DEL RÍO GUADALENTÍN

M. Calmel-Avila (1)

(1) Jubilada Educación Nacional, Dr.Universidad de Pau, Francia. 20 rue Jacques Prévert. 40800 - Aire-sur-l'Adour, Francia. Maryvonne_avila@yahoo.fr

Abstract (Active tectonics and morphological features in the central area of the Guadalentín rift valley): From Lorca to Murcia the Guadalentín river drains a rift surrounding by the Lorca-Alhama fault (LAF) and the North Carrascoy fault (NCF). This rift consists of two tectonics subbasins. Lorca's was semi-endoreic until the Late Copper Age and Librilla's was drained by ancient Sangonera river. The Guadalentín river is linking these two basins for Iron Age period. This fluvial metamorphosis may provoked by tectonic subsidence as suggests the gradient of the travertine formations (Upper Pleistocene). Active subsidence exhibits by thickening and anormal superposition of alluvial sheets (since Versilian until Copper Age) and synsedimentary deformations upstream the Romeral pass. The Iron Age sheet fossilized this third accident situated between LAF and NCF. It's called "Romeral fault" (RF).

Palabras clave: Tectónica activa, Holoceno, recurrencias sísmicas, valle del Río Guadalentín, Murcia, España.

Key words: Active tectonics, Holocene, seismic recurrences, Guadalentín river valley, Murcia, Spain.

Esta comunicación expone los resultados de las investigaciones realizadas en el tramo medio del valle del Río Guadalentín (Región de Murcia, España, Fig.1). Su objetivo es demostrar la existencia de una falla ciega activa situada en el sector del umbral de Librilla-Romeral. Este informe hace la síntesis de las análisis sedimentológicas (con dataciones ^{14}C), geológicas, climatológicas de los diferentes cuerpos sedimentarios que se encuentran a lo largo de las márgenes del río.

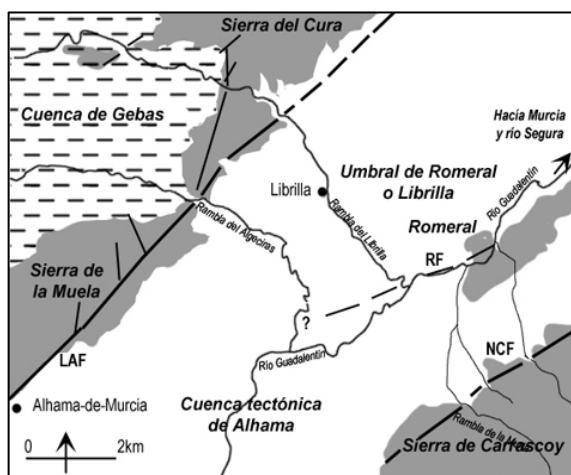


Fig.1. Localización de la zona estudiada en la cuenca del Guadalentín. Región de Murcia.

Afluente del Río Segura, el Río Guadalentín drena una depresión prelitoral (60 km de largo y 6 km de ancho) que pertenece a las Cordilleras Béticas internas orientales. Este valle es una verdadera fosa tectónica limitada al norte por la falla de Alhama-de-Murcia (Lorca Alhama Fault, LAF) y al sur por la de la Sierra de Carrascoy (North Carrascoy Fault, NCF); las dos están alineadas SW-NE (Silva *et al.*, 2003, 2004). Formada durante el periodo extensional del Arco de Gibraltar (Plioceno), la fosa es afectada por una fase extensiva en el Mioceno superior

(Tortonense) y luego por una fase compresiva que contribuyen en la individualización de dos fosas secundarias: la de Totana-Alhama y la del Sangonera desarrolladas a ambos lados del umbral de Librilla-Romeral. Este cambio transforma las fallas normales en fallas de desgarre sinestrales (Cuaternario Antiguo) cuya tectónica activa (desde 10.000 años) es atestiguada por numerosas firmas morfológicas y manifestaciones sísmicas contemporáneas.

Nuestra investigación se refiere al tramo medio de la depresión, desde la confluencia de la rambla del Librilla hasta el umbral de Romeral atravesado por el Río Guadalentín en una garganta. Es allí donde se encuentran numerosas evidencias significativas de la existencia de una tercera falla activa situada entre las fallas LAF y NCF.

El primer indicador es la disimetría geológica de las márgenes del río. La orilla derecha se compone de una terraza de 20 metros de altura caracterizada por depósitos torrenciales encostrados sobre un metro de potencia relacionados con el Tirreniense superior (entre 40.000 y 35.000 BP). La orilla izquierda tiene una altura de 15-20 metros y consta de cuatro depósitos superpuestos. Unos elementos residuales muy heterométricos de los depósitos del Versiliense (20.000 BP) se sitúan al pie del escarpe, más arriba de la confluencia de la Rambla de Librilla y de la garganta de Romeral. Por encima, tres secuencias holocenas se superponen. Tienen hasta 20 metros de potencia en la confluencia de la Rambla de Librilla y del Río Guadalentín. Encierran numerosos carbones, yacimientos arqueológicos que permiten dataciones muy precisas, desde 6.340 ± 60 (7165-7343 cal BP) hasta 2.505 ± 45 (2.452-2742 cal BP) (Calmel-Avila, 2001, 2002).

Además, a lo largo de la orilla izquierda del río Guadalentín, los depósitos holocenos del Meso-Neolítico y Calcolítico se encuentran afectados por deformaciones tectónicas: rotura rotacional,



Fig.2. Foto de la flexión de los depósitos calcolíticos más arriba de la garganta de Romeral. (A : conglomerados del Neogeno. B : secuencia del Pleistoceno. C : secuencia del Neolítico (6340±60BP). D: lecho de cenizas del Calcolítico. E: secuencia del Calcolítico. F: paleosuelo 3885±60 BP. G: secuencia del Bronce y Hierro Antiguo.

ondulaciones. Se observa una flexión de +30 grados acerca de la garganta de Romeral que provoca un estiramiento de los cuerpos sedimentarios, la trituración de los carbonos y conchas de gasterópodos. Sólo, la última secuencia (Edad del Hierro) no está claramente implicada en las deformaciones observadas.

Por otra parte, el estudio de las facies sedimentarias holocenas permite una primera estimación de la edad de la actividad de esta falla llamada Falla del Romeral o *Romeral fault* (RF). Antes del Holoceno es probable que se haya producido un rejuogo tectónico entre el Tirreniense y el Versiliense (35.000-20.000 BP) porque los depósitos del Tyrreniense tienen una pendiente SW. Durante el Holoceno la tectónica activa parece afectar el inicio de la fase Meso-Neolítico (5.000 BP): su faciés lacustre-palustre indica un cambio de las condiciones climáticas (más áridas) y tectónicas (subsistencia local de la fosa) respecto a la sedimentación del Versiliense. La segunda manifestación holocena de la tectónica activa se produce al final del Calcolítico (3.800 BP). Se explica por el hundimiento y el espesamiento de la secuencia calcolítica más arriba del umbral de Romeral.

Esta investigación hace resaltar la existencia de una tercera falla, o falla de Romeral, ciega y activa, de dirección SW-NE, localizada entre la confluencia de la rambla de Librilla y el umbral de Romeral. Es

probable que pertenezca al sistema de la LAF. Sería preciso extender este trabajo para saber si se puede relacionarla con la de Sangonera igualmente activa (terremoto del 14 mayo de 1946 : intensidad VI y magnitud 4.2). Con respecto a los factores relacionados con la peligrosidad sísmica, se señala que esta falla pasa debajo del embalse de laminación J.J. Bautista construido en la garganta de Romeral en los años 1994-1997.

Referencias bibliográficas

- Calmel-Avila, M. (2001). *Géomorphogenèse holocène dans le bassin du Guadalentín, bassin du Segura, province de Murcie, Espagne*. Thèse doctorale, Presses Universitaires du Septentrion, Villeneuve d'Ascq, France, 323pp.
- Calmel-Avila, M. (2002). The Librilla « rambla », an example of morphogenetic crisis in the Holocene (Murcia, Spain). *Quaternary International*, 93-94, 101-108.
- Silva, P.G., Bardají, T., Calmel-Avila, M., Goy, J.L., Zazo, C. & Borja F. (2003). Landscape changes due to earthquakes and tectonic uplift in the Iberian Peninsula littoral zone during the last 20,000 years. *CIESM Int. Research Workshop in Human Records of Mediterranean and Black Sea Recent Geological History, Santorini (Greece), 22-25 October*.
- Silva, P.G., Alfaro P., Masana E., Martínez Díaz J.J., & Bardají, T. (2004). Active tectonics in the Mediterranean sector of the Iberian peninsula (East Spain). *32nd International Geological Congress. Esp.*, Florence, Italy, august 20-28, 40 pp.



MORFOMETRÍA, MORFOLOGÍA, TECTÓNICA Y DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS VOLCANES MONOGÉNICOS DEL ESTRATOVOLCAN DE PICO VIEJO (TENERIFE, ESPAÑA)

J. Dóniz (1), C. Romero (1), E. Coello (1), C. Guillén (1), L. García-Cacho (2), A. García (2) y N. Sánchez (2).

- (1) Dpto. Geografía. Universidad de La Laguna. Campus de Guajara, s/n, 38071 - La Laguna. jdoniz@ull.es, mcromero@ull.es, e.coello@hotmail.com, cayetanomg@cabtfe.es
 (2) Dpto. Volcanología, Museo Nacional Ciencias Naturales, CSIC. C/ José Gutiérrez Abascal, nº 2, 28006 - Madrid. mcng112@mncn.csic.es, agarcia@mncn.csic.es, nieves@mncn.csic.es

Abstract (Morphometric, morphology, tectonic and distribution of volcanic cones of Pico Viejo stratovolcano, Tenerife, Spain): This paper analyzes the relationship between morphometric and morphological features and tectonic and spatial distribution of cinder cones of the Pico Viejo stratovolcano (PV), to explain the structure of the volcano. We studied 12 cinder or scoria cones in detail in order to define their morphometric (Wb_{co} , ws_{co} , Wb_{cr} , ws_{cr} , E_{co} , E_{cr} , A_{co}) and geomorphological characteristics in relation to fractures distribution and orientation. These volcanoes show NE-SW elongated maximum crater and cone diameters. The azimuth of breaching (W) is controlled by the main fracture orientation in the zone and the substrate morphology. As well, we present a classification of cones based on morphological features.

Palabras clave: Geomorfología volcánica, morfometría, volcán monogénico, Tenerife

Key words: Volcanic geomorphology, morphometric analysis, cinder cones, Tenerife

Introducción

Las correlaciones entre morfometría, morfología, distribución espacial y tectónica en volcanes basálticos monogénicos (Settle, 1979; Tibaldi *et al.*, 1989; Ancochea *et al.*, 1995; Tibaldi, 1995; Mazzarini y D'Orazio, 2003; Dóniz, 2004; Corazzato y Tibaldi, 2006) son muy importantes en territorios volcánicos de génesis reciente, donde la erosión no ha tenido el tiempo suficiente para dejar al descubierto los diques. En ausencia de estos elementos, los conos de piroclastos aportan información sobre la tectónica local, mostrando las fracturas utilizadas por el magma durante su ascenso a la superficie.

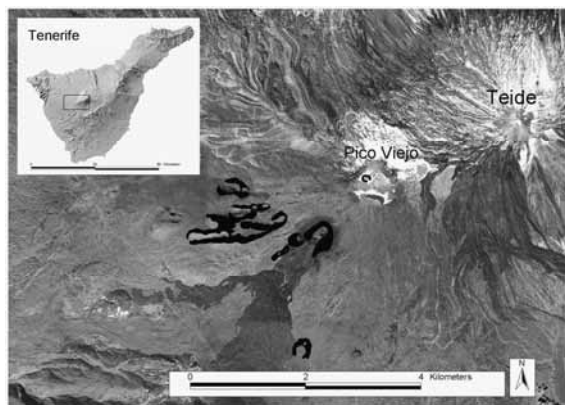


Fig.1. Área de estudio y localización de los volcanes.

En este trabajo se estudian los doce volcanes basálticos monogénicos que se emplazan en las laderas y el cráter de Pico Viejo (PV) (Fig.1) y cuya distribución y rasgos morfológicos y morfométricos, permiten establecer las relaciones existentes entre su sistema de fracturación y la tectónica propia de este sector del estratovolcán.

Área de estudio

PV es un estratovolcán activo, cuya última erupción tuvo lugar en 1798, cubre un área de unos 26 km² y una altitud de 3100 m. La estratigrafía geológica de PV viene definida por una sucesión de basaltos, basanitas y fonolitas (Ablay y Martí, 2000), con predominio de los primeros. Desde un punto de vista geomorfológico, lo más llamativo de PV es su cráter sumital, con más de 1 km de diámetro, las abundantes lavas pahoehoe que cubren sus laderas y los domos y conos basálticos que se desarrollan en sus flancos.

Metodología

El trabajo está basado en el análisis de los 7 parámetros morfométricos principales que definen su morfología (Fig.2): diámetro mayor (Wb_{co}) y menor del cono (ws_{co}), eje mayor (Wb_{cr}) y menor del cráter (w_{scr}), elongación del cono ($E_{co}=Wb_{co}/ws_{co}$) y del cráter ($E_{cr}=Wb_{cr}/w_{scr}$) expresadas en términos de azimuth, y apertura del cono (A_{co}), y obtenidos a partir de la cartografía topográfica 1:10.000 del cdMAP (Dóniz, 2004). Posteriormente, se correlacionaron los resultados con los datos referidos a la estructura local mencionados en trabajos previos (Ancochea *et al.*, 1995; Ablay y Martí, 2000).

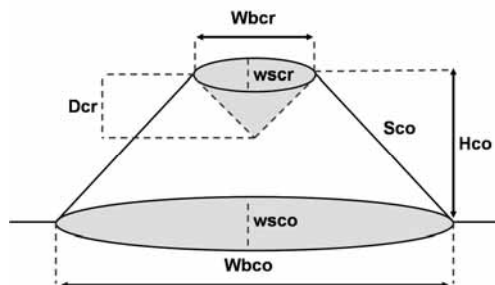


Fig.2. Esquema del cálculo parámetros morfométricos.

Resultados

En la Tabla 1 se recoge la información de tipo estructural que se obtiene del análisis detallado de los datos de carácter morfométrico. Estos datos permiten agrupar los volcanes de PV en 4 categorías: volcanes anulares con cráter cerrado (A), conos abiertos en herradura (C=herradura típica y D=herradura en diapasón), edificios múltiples con varios conos y bocas eruptivas (F) y montañas de piroclastos sin cráter visible (G) (Dóniz, 2004; Dóniz *et al.*, 2006). Existe un predominio de edificios alargados y de plantas asimétricas, frente a aquéllos de morfología circular o subcircular (E_{co} y $E_{cr} > 1,2$). Más del 75% de los aparatos volcánicos corresponde a erupciones de tipo fisural, con fracturas que varían entre 2.000 y 40 m de longitud.

Cono	M	E_{co}	E_{co}	E_{cr}	E_{cr}	A_{co}
Chío 3	A	1,4	NNE-SSW	2,2	NNE-SSW	-
Vent.2	A	1	NE-SW	1,5	NE-SW	-
C. PV	C	1,5	NW-SE	1,3	NW-SE	E
Vent.1	C	1	NE-SW	1,3	NE-SW	NE
Chío 4	C	3,8	NE-SW	3,6	NE-SW	W
Chafarí	C	1,1	NE-SW	1,2	NE-SW	S
Chío 2	D	2,5	NE-SW	3,9	NE-SW	SW
Chío 6	D	2,3	WNW-ESE	5,4	WNW-ESE	W
Chío 5	F	1,9	NNE-SSW	6,5	NNE-SSW	W
Chío 1	F	14,9	NE-SW	8	NE-SW	W
Chahorra	F	1,5	NE-SW	4,1	NE-SW	W
Vent.3	G	1,3	NE-SW	-	NE-SW	SW

Tabla 1. Morfología y morfometría de los conos de PV.

La distribución y organización espacial de los conos de escorias, la apertura de las bocas eruptivas y el azimut de la E_{co} y E_{cr} , ponen de manifiesto las principales pautas estructurales de estos volcanes. En general, existe un claro predominio de la directrices de componente NE-SW.

Discusión y conclusiones

Algunos autores han señalado la estrecha correlación existente entre la topografía, el sistema de fracturación y la dirección de apertura de los cráteres. Sobre superficies subhorizontales ($<10^\circ$) existe un importante control tectónico en la disposición de las bocas eruptivas, abriéndose éstas de forma paralela a las fracturas. En sustratos inclinados ($>10^\circ$) es la topografía la que controla la dirección de apertura de los cráteres (Tibaldi *et al.*, 1989; Corazzato y Tibaldi, 2006).

Los volcanes de PV se instalan en superficies con pendientes siempre $>20^\circ$, mostrando una elevada correlación entre la dirección de las fracturas, la inclinación del sustrato y la apertura de las bocas eruptivas. Este hecho condiciona los rasgos morfométricos y morfológicos, la dinámica eruptiva con diferenciación altitudinal de los centros de emisión (p. e. bocas superiores de carácter explosivo e inferiores de carácter efusivo, en erupciones históricas, Romero, 1991), la distribución espacial y la tectónica de los aparatos eruptivos. En PV los volcanes abren sus cráteres de forma paralela a la fractura y a favor de la máxima pendiente, y no perpendicularmente como sucede en otros lugares donde los conos se emplazan en áreas de escasa

pendiente (Tibaldi *et al.*, 1989). No obstante, es difícil ponderar cuál de estos dos factores controla la apertura de los cráteres. En cualquier caso, la aplicación de técnicas morfométricas permite definir estos conjuntos eruptivos como pertenecientes a un volcanismo de flanco, similares a los descritos para otros estratovolcanes (Settle, 1979).

Estudios previos sobre la estructura de PV (Ablay y Martí, 2000) y de las alineaciones de conos de este sector de la isla (Ancochea *et al.*, 1995) definen en conjunto tres grandes tipos de fracturas/geometría de los conductos de emisión y/o pautas estructurales: fracturas concéntricas, fracturas radiales próximas al cráter de PV, y de dirección WNW-ESE y NE-SW en el flanco oeste de PV.

En general, estamos ante edificios que dibujan fracturas de tipo radial, propias de los grandes estratovolcanes, pero favorecidas por el sistema de alimentación magmática del complejo volcánico Teide-PV, donde en las alineaciones y fracturas predomina la componente NE-SW. Por tanto, los estudios que correlacionan análisis morfométricos y morfológicos de los conos de escorias con la tectónica, son válidos para explicar la estructura regional y el sistema de fracturas de alimentación magmática local.

Agradecimientos: Trabajo realizado dentro del proyecto "Sismicidad Volcánica del Teide" (CGL2004-05744-CO4-02), financiado por el MEC.

Referencias bibliográficas

- Ablay, G. & Martí, J. (2000). Stratigraphy, structure, and volcanic evolution of the Pico Teide-Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 103, 175-208.
- Ancochea, E., Brandle, J. & Huertas, M. (1995). Alineamientos de centros volcánicos en la isla de Tenerife. *Geogaceta*, 17, 53-58.
- Corazzato, C. & Tibaldi, A. (2006). Fracture control on type, morphology and distribution of parasitic volcanic cones: An example from Mt. Etna, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 158, 177-194.
- Dóniz, J. (2004). *Caracterización geomorfológica del volcanismo basáltico monogénico de la isla de Tenerife*. Tesis Doctoral. Dpto. Geografía, U. Laguna, 396 pp.
- Dóniz, J., Romero, C., Coello de la Plaza, E., Guillén, C. & García-Cacho, L. (2006). El uso de técnicas morfométricas para la clasificación geomorfológica de los volcanes basálticos monogénicos de la isla de Tenerife (Canarias, España). En: *Geomorfología y territorio* (A. Pérez, A. & J. López, eds). Universidad de Santiago de Compostela, 723-739.
- Mazzarini, F. & D'Orazio, M. (2003). Spatial distribution of cones and satellite lineaments in the Pali Aki Volcanic Field (southernmost Patagonia): insights into the tectonic setting of Neogene rift system. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 125, 291-305.
- Romero, C. (1991). Las manifestaciones volcánicas históricas de Canarias. Gobierno Canarias, 1361, pp.
- Settle, M. (1979). The structure and emplacement of cinder cone fields. *Am. J. Sci.*, 279, 1089-1107.
- Tibaldi, A. (1995). Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *J. Geophys. Res.*, 100, (B12), 24521-24535.
- Tibaldi, A., Civelli, G. & Pecchio, M. (1989). Tectonic control on morphometry of cinder cones in Lanzarote and Fuerteventura, Canary Islands. *Meeting on Canarian Volcanism*. Lanzarote, 216-219.



APLICACIÓN DEL ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO AL ESTUDIO DE LA DEFORMACIÓN EN UNA ZONA INTRAPLACA

P. Fernández (1), R. Tejero (1), M. Rájado (1) y R. Babín (1).

(1) Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. C/ José Antonio Novais s/n, 28040- Madrid. pafernan@geo.ucm.es

Abstract (title of contribution) An envelope map of the Duero, Tajo and Guadiana drainage basins was produced in order to analyse morphostructural features of the interior of the Iberian Peninsula. This map shows the existence of old and high planation surfaces in the eastern parts of the basins. In the Tajo and Guadiana rivers, the entrenchment of the valleys is more conspicuous in the western areas mainly located to the west of the Herradon-Bullaque Fault. Regional and local drainage divides run along NE-SW and E-W mountain ranges that correspond to Alpine block.

Palabras clave: tectónica; superficie envolvente; superficies de erosión; centro peninsular.

Key words: tectonic control, envelope surface; planation surface; central Iberian Peninsula.

La finalidad de este trabajo es contribuir al conocimiento de la evolución del relieve y de los procesos que controlan la morfoestructura actual de la zona central Ibérica.

En las zonas activas el papel de la tectónica es más fácilmente identificable que en las áreas intraplaca, donde la actividad tectónica es moderada a baja. En estas últimas, los estudios geomorfológicos centrados en las redes de drenaje y en las superficies de erosión proporcionan datos muy valiosos a la hora de establecer la existencia de levantamientos, a escala regional, reflejados tanto en la incisión de los ríos, como en la actividad de algunos bloques. La investigación se ha centrado en el Sistema Central, Montes de Toledo y Llanura Manchega, así como en las cuencas media – alta de los ríos Duero, Tajo y Guadiana. (Fig. 1)



Fig.1. Situación de la zona de estudio.

En la Península Ibérica, las grandes cuencas de drenaje atlánticas ocupan cuencas terciarias, básicamente en sus tramos medio y parte del alto. Los sedimentos rellenan cuencas limitadas por fallas inversas de orientación NE-SO a E-O. Dichas cuencas se encuentran separadas por bloques de corteza elevados (Sistema Central) para el caso de los ríos Duero y Tajo. Hacia el sur, la cuenca del Guadiana, se instala en una zona llana, en la que los

sedimentos terciarios tienen poco espesor, encajándose aguas abajo, al atravesar las estructuras hercínicas.

Los ríos de una misma cuenca de drenaje presentan diferentes grados de encajamiento, lo que hace muy útil el empleo de los Mapas de Envolventes (Mc Keown et al., 1988), ya que proporcionan una información inmediata de la incisión relativa y madurez de las redes de drenaje, así como de las directrices y tendencias generales del relieve. (Fig. 2) En dicho mapa se reconocen con claridad las tres grandes cuencas de drenaje peninsulares. El frente meridional del Sistema Central está asociado a un fuerte gradiente, de dirección aproximada NE-SO, que cambia a E-O, en su zona central. Otro rasgo singular lo constituye el espaciado entre envolventes, convexo y cóncavo, para las cuencas del Tajo y del Guadiana respectivamente. Las principales deducciones que se pueden derivar de este mapa son:

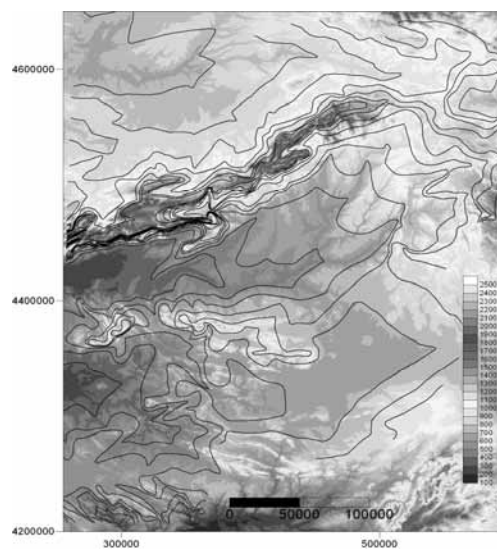


Fig.2. Mapa de envolventes y de elevaciones del terreno. Coordenadas UTM en m.

La Cuenca hidrográfica del Tajo es una cuenca alargada, de dirección NE-SO, caracterizada por una marcada asimetría en la que el Río Tajo ocupa la posición más meridional. Pueden reconocerse con claridad los encajamientos fluviales de los ríos Tajo, Alberche y Tietar. La Cuenca de Madrid se refleja en una importante convexidad de las envolventes (Garrote et al., 2002), que se extiende a continuación del escarpe meridional de la Sierra de Guadarrama, evidenciado por el fuerte gradiente de las envolventes en este lugar.

La Cuenca del alto Guadiana destaca como un extenso altiplano colgado, donde la red de drenaje apenas muestra encajamiento, reflejándose en la separación y concavidad de las isolíneas. Esta característica cambia al llegar a los afloramientos paleozoicos y precámbricos del macizo Ibérico, donde la red se encuentra profundamente encajada. Este encajamiento es también asimétrico, ya que se desvía hacia el Norte, según una dirección aproximada E-O y NE-SO, coincidente con el borde meridional de los Montes de Toledo y el Macizo de Guadalupe, claramente transversal a las estructuras hercínicas. Esta tendencia también se reconoce en las envolventes del valle del Río Zujar y de sus divisorias con los materiales hercínicos.

Por último, la Cuenca del Duero presenta una mayor homogeneidad morfoestructural, si bien destaca en su interior una compartimentación de dirección NE-SO, reflejada por los distintos espaciados de las envolventes y que corresponderían con los Macizos de Nieva y de Honrubia. En cabecera, este río gira bruscamente adoptando una dirección NO-SE, coincidente con las estructuras Ibéricas Castellanas. (Fernández et al., 2004)

Así mismo en este trabajo y a partir de un Modelo de Elevaciones del Terreno del área de estudio, se ha realizado un mapa de pendientes y de orientaciones de las mismas, obteniéndose los siguientes resultados:

Las superficies mejor conservadas, con pendientes inferiores a 1°, son las superficies de relleno y enrasamiento de cuencas (páramos, superficies de la Llanura Manchega y superficies tipo Raña). Las superficies de erosión sobre macizos antiguos, corresponderían a las parameras, superficie del pedimento septentrional del Sistema Central y las superficies extremeñas.

Otras superficies ofrecen una mayor degradación, con gradientes de pendiente de hasta 2° y extensión más reducida. Se identifican en las divisorias de las cuencas del Duero, Ebro y Guadiana, así como en la superficie erosiva del pedimento meridional peninsular.

Por otro lado, los valores de pendiente más abruptos (por encima de 20°), se sitúan en los escarpes

meridionales del Sistema Central, que delimitan los bloques elevados en este sector, lo que indicaría que la degradación de dicho escarpe, por erosión remontante todavía no se ha producido.

A partir de estas consideraciones se pueden concretar las siguientes conclusiones:

La dirección NE-SO, marca la tendencia general de la estructura alpina del centro peninsular. Bajo un campo de esfuerzos NNO-SSE se forman pliegues y fallas inversas, bien de nueva generación o reactivaciones de estructuras preexistentes (Sánchez-Serrano 2000; Tejero et al, 2006) que controlan los altos topográficos y las depresiones y, por ello, la configuración de la red de drenaje.

Además de estas estructuras NE-SO, accidentes N-S, como son las fallas de la Berzosa y del Herradón-Bullaque, delimitan respectivamente los sectores nororiental y suroccidental del Sistema Central (Tejero et al., 2006), actuando como elementos "bisagra" en la morfoestructura del centro peninsular. Estos dos sectores nororiental y suroccidental corresponden a las zonas más elevadas topográficamente, además de presentar los valores más altos de rugosidad e incisión de la red de drenaje actual. Estas diferencias quedan bien marcadas en las cuencas de drenaje del Tajo y del Guadiana, en las que la falla del Herradón –Bullaque parece marcar un umbral frente a la erosión remontante provocada por la apertura al Atlántico de estas cuencas de drenaje.

Por último la dirección E-O, no tan frecuente, se evidencia en los márgenes de cuencas interiores del Sistema Central y en el escarpe del borde sur de los Montes de Toledo y el Macizo de Guadalupe

Referencias bibliográficas

- Fernández, P., Rey, C., Babín, R. & Tejero, R. (2004). Estudio morfoestructural de la red de drenaje en la Cuenca de Almazán. *Geo-temas* 6, 216-222.
- Garrote, J., Fernández, P. & Garzón M.G. (2002). Parámetros morfométricos de la red de drenaje y sus implicaciones estructurales en la cuenca del Tajo. En: *Aportaciones a la Geomorfología de España en el Inicio del Tercer Milenio*. (Perez-Gonzalez, A., Vegas, J. & Machado, M. ed.) 45-52.
- Mc Keown, Jones-Cecil & Askew (1988). Analysis of stream profile data and inferred tectonic activity, eastern Ozark mountains region. *U. S. Geological Survey Bulletin*, 1807, 39 pp.
- Sánchez Serrano, F. (2000). *Análisis de la topografía y deformaciones recientes en el centro de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 202 pp
- Tejero, R., González-Casado, J.M., Gómez-Ortiz, D. & Sánchez-Serrano, F. (2006). Insights into the "tectonic topography" of the present day landscape of the central Iberian Peninsula (Spain). *Geomorphology*, 76 (3-4), 280-294.



EVOLUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE LA DEFORMACIÓN CUATERNARIA EN LA CUENCA DE MADRID

J.L. Giner-Robles (1), M. A. Rodríguez-Pascua (1), R. Pérez-López (1), D. Uribebarrea (2), M. Béjar (2), J.J. Martínez-Díaz (2) y J.M. González-Casado (3)

- (1) Dpto. de CC. Ambientales y Recursos Naturales, Universidad San Pablo CEU. Ctra. Boadilla del Monte km 5.3, Boadilla del Monte, 28668 - Madrid. jlginer@ceu.es
 (2) Dpto. de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid, 28040 - Madrid. jmdiaz@geo.ucm.es
 (3) Dpto. de Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid, Madrid.. g.casado@uam.es

Abstract (evolución espacial y temporal de la deformación cuaternaria en la cuenca de madrid): El análisis de las diferentes estructuras de deformación observadas en los materiales cuaternarios de la Cuenca de Madrid, como fracturación, plegamiento y estructuras paleosísmicas, nos han permitido establecer, por un lado la evolución temporal de la deformación en esta área, pudiéndose definir diferentes periodos de paroxismo durante todo el Cuaternario, y por otro lado definir la evolución espacial de la deformación, estableciendo una posible migración de la deformación de carácter extensional hacia el sur durante el Pleistoceno medio-superior.

Palabras clave: neotectónica, Cuenca de Madrid, análisis poblacional de fallas, sismicidad, paleosismicidad, crisis tectónica, Cuenca de Madrid.

Key words: neotectonic, Madrid Basin, fault population analysis, seismicity, paleoseismicity, tectonic crisis, Madrid Basin.

La zona de estudio se encuentra ubicada en el centro de la Península Ibérica. Con una extensión de 12000 km², comprende parte de las provincias de Guadalajara, Cuenca, Madrid y Toledo.

Geológicamente, se localiza en la cuenca terciaria de Madrid, que es una cuenca compleja limitada por tres cadenas intracratónicas, de estilos tectónicos muy diferentes: Sistema Central, Sierra de Altomira, y Montes de Toledo (Fig.1). Estas estructuras son el resultado de la evolución de distintos campos de esfuerzos que se desarrollan en varias etapas durante todo el Cenozoico.

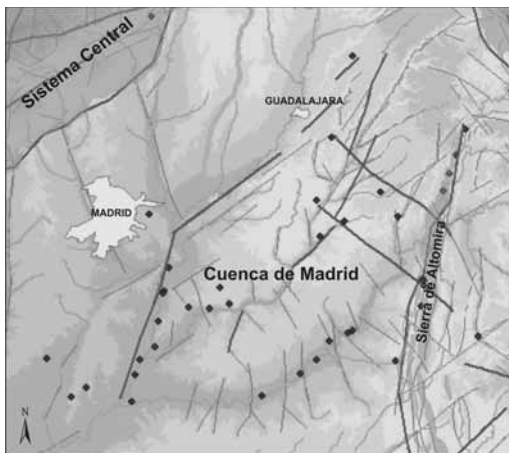


Fig 1. Localización de la zona de estudio, con los puntos de análisis estructural (puntos negros) y con las principales estructuras tectónicas de la zona (CSN, 2007)

Desde el punto de vista estructural la región se encuentra constituida por: un zócalo metamórfico-granítico hercínico. Una cobertera pretectónica, formada por sedimentos mesozoicos y materiales paleógenos. Y finalmente, una cobertera sin y post-tectónica formada por sedimentos neógenos y

cuaternarios (Silva *et al.*, 1988; Goy *et al.*, 1989; Giner *et al.*, 1996),

Se han realizado una serie de puntos de control estructural en los sedimentos neógenos y cuaternarios, observándose estructuras tectónicas como fallas y plegamientos, que pueden asimilarse a dos tensores de esfuerzos: el primero con dirección de máximo acortamiento horizontal (SHMAX) según NO-SE, definido principalmente por fallas direccionales inversas; y otro con un SHMAX ortogonal según NE-SO, caracterizado por fallas normales y normal-direccionales (Giner y De Vicente, 1995).

Las relaciones entre las deformaciones de ambos tensores parecen indicar que las deformaciones asociadas al tensor con SHMAX según NE-SO son posteriores a las asociadas a la SHMAX según NO-SE.

No obstante, del análisis de los mecanismos focales obtenidos del análisis de la sismicidad, se deduce la presencia de ambos tensores de esfuerzos y por tanto podemos considerarlos, a escala regional, como simultáneos en el tiempo (Giner y De Vicente, 1995).

Se han reconocido numerosas estructuras de licuefacciones de origen sísmico, asociadas a estructuras compatibles con el tensor de esfuerzos extensivo (SHMAX según NE-SO), en materiales fluviales del Pleistoceno (Giner y De Vicente, 1995; Silva *et al.*, 1997) (Figs. 2 y 3).

La mayoría de estas estructuras están asociadas a fallas decimétricas y decamétricas de carácter normal o normal-direccional en materiales del río Jarama (Giner *et al.*, 1996).

No obstante, un pequeño porcentaje de estas estructuras de licuefacción parecen estar relacionadas con fallas inversas, aunque no parece que sean simultáneas en el tiempo, sino que las licuefacciones aprovechan fallas inversas preexistentes.

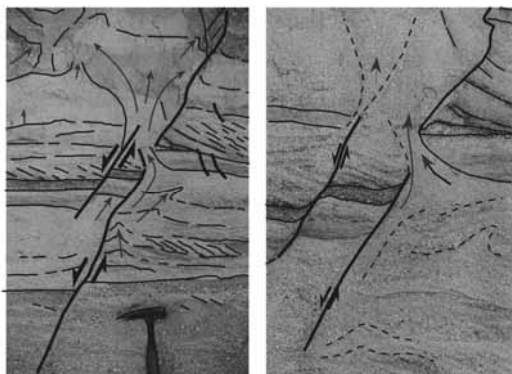


Fig. 2. Estructuras de licuefacción asociadas a fallas normales en materiales del pleistoceno medio en terrazas del río Jarama en las proximidades de Arganda (Madrid).

En las proximidades de Villarrubia de Santiago (Toledo) aparece una estructura de licuefacción, asociada a una falla inversa en materiales del Pleistoceno medio-superior del sistema deposicional del río Tajo.

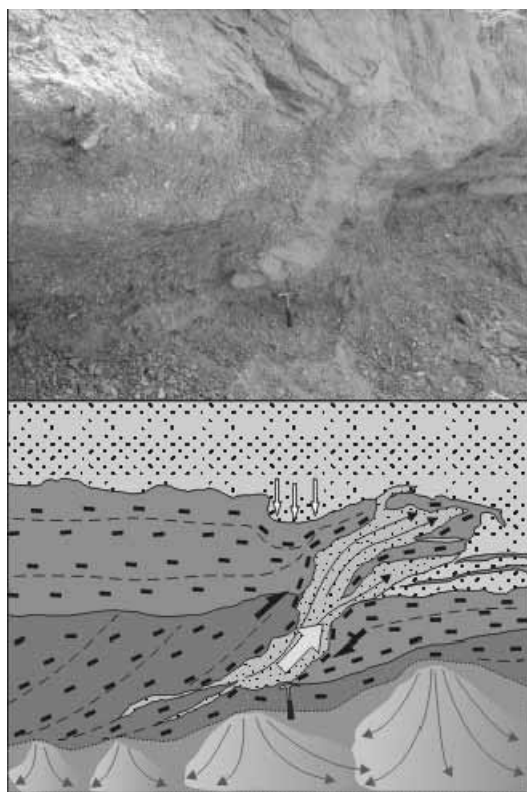


Fig. 3. Estructura de licuefacción asociada a una falla inversa afectando a materiales del pleistoceno medio-superior en las proximidades de Villarrubia de Santiago (Toledo).

La intrusión de las arenas se produce a favor del plano de falla inversa preexistente (0,5 m de salto), orientado según NE-SO. La orientación de esta falla es compatible con la SHMAX del tensor de esfuerzos compresivo (NO-SE). En cambio, la licuefacción

parece estar más relacionada con un campo extensivo posterior con dirección de SHMAX compatible con el tensor de esfuerzos más reciente (SHMAX según NE-SO) (Rodríguez-Pascua et al., 2000). Por lo tanto esta estructura nos indicaría la relación temporal entre los dos tensores de esfuerzos cuaternarios presentes en esta zona.

Prácticamente todas las estructuras observadas se pueden clasificar en el grupo de los diques de arena (Audemard y De Santis, 1991; Obermeier et al., 1993). Los procesos de licuefacción asociados a diques en arenas de grano fino se producen con magnitudes sísmicas (Mb) superiores a 5-5,5 (Audemard y de Santis, 1991; Obermeier, 1996).

Todas las estructuras paleosísmicas, junto con la distribución de las diferentes deformaciones asimilables a los dos tensores cuaternarios, nos permiten, por un lado determinar la evolución en el tiempo de los estados de esfuerzos en esta área y por otro lado determinar como ha evolucionado geográficamente la deformación en esta zona.

Agradecimientos: Este trabajo forma parte de los proyectos ACTISIS (CGL2006-05001/BTE) y TECTO2 (CGL2006-28134-E/CLI) financiados por el Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias bibliográficas

- Audemard, A. & De Santis, F. (1991). Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bull. Inter. Assoc. Eng. Geol.*, 44, 5-16.
- Consejo de Seguridad Nuclear (CSN) (2007). Proyecto PRIOR: Determinación de fallas de primer orden en la Península Ibérica. *Colección: Otros Documentos*, 315 pp.
- Giner, J.L. & de Vicente, G. (1995). Crisis tectónicas recientes en el sector central de la Cuenca de Madrid. *Monografías. CSIC*, 3.
- Giner, J.L., de Vicente, G., Pérez González, A.C., Sánchez Cabañero, J.G. & Pinilla, L. (1996). Crisis tectónicas cuaternarias en la Cuenca de Madrid. *Geogaceta*, 20 (4), 842-845.
- Goy, J.L., Pérez González, A.C. & Zazo, C. (1989). Cartografía y Memoria del cuaternario Hoja 19-22 (Madrid). *Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid, 36-48.
- Obermeier, S.F. (1996). Use of liquefaction - induced features for paleoseismic analysis. An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo - earthquakes. *Eng. Geology*, 44, 1-76.
- Obermeier, S.F., Martin, J.R., Frankel, A.D., Youd, T.L., Munson, P.J., Munson, C.A. & Pond, E.C. (1993). Liquefaction evidence for one or more strong Holocene earthquakes in the Wabash Valley of southern Indiana and Illinois, which a preliminary estimate of magnitude. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1536.
- Rodríguez Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G. & Gómez Gras, D. (2000): Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135, 117- 135.
- Silva, P.G.; Goy, J.L. & Zazo, C. (1988). Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid. *Estudios Geológicos*, 44, 415-427.
- Silva, P.G., Cañaveras, J.C., Sánchez-Moral, S., Lario, J. & Sanz, E. (1997) 3D soft-sediment deformation structures: evidence for Quaternary seismicity in the Madrid basin, Spain. *Terra Nova*, 9, 208-212.



ACTIVIDAD ERUPTIVA HOLOCENA EN EL CAMPO DE CALATRAVA (VOLCÁN COLUMBA, CIUDAD REAL, ESPAÑA)

E. González (1), R. Gosálvez (1), R. Becerra (1) y E. Escobar (1).

(1) Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio, Facultad de Letras, Universidad de Castilla-La Mancha. Avda. Camilo José Cela s/n. 13071. Ciudad Real. Elena.Gonzalez@uclm.es, RafaelU.Gosalvez@uclm.es, Rafael.Becerra@uclm.es, estelaescobar@ono.es

Abstract (Eruptive activity of holocene age in the Campo de Calatrava, Columba volcano, Ciudad Real, Spain): The Columba volcano is located in Eastern Campo de Calatrava. This volcano is referred at first time at works of Francisco Hernández Pacheco (1932). They were taken again by Ancochea Soto (1983), improved and repressed by Poblete and Ruiz (2002). This author established relative ages from lava flow which could made a blockade into the Jabalón river and generate levels of fluvial-lacustrine origin, from the obstruction of water flow. Those lava flows are aged from medium and upper Pleistocene. The radiocarbon analysis on samples of organic dregs found in a paleosol located under the base surge deposit, have revealed an absolute age of 6560 ± 130 and 6590 ± 200 BP. This latter data allows us refer to hydromagmatic eruptions from the Holocene period at Columba Volcano. Eruptive activity into Holocene is described for the first time in the volcanism of Campo de Calatrava.

Palabras clave: Erupciones, Holoceno, Campo de Calatrava, región volcánica

Key words: Eruptions, Holocene, Campo de Calatrava, volcanic region

El volcán Columba está situado en el Campo de Calatrava Oriental. Las referencias científicas sobre él parten de los trabajos de Francisco Hernández Pacheco en 1932. Nuevas investigaciones son llevadas a cabo por Ancochea Soto (1983) las cuales son ampliadas y en parte rebatidas por Poblete y Ruiz (2002). En el Campo de Calatrava, desde hace más de 8 millones de años, se han producido erupciones volcánicas organizadas en ciclos separados por largos periodos de inactividad. Varios autores coinciden en fijar el inicio de las erupciones en el Mioceno (Molina, 1975; Ancochea, 1983; Poblete, 1995; Poblete y Ruiz, 2002), con anterioridad a los depósitos ruscinienses, mientras que hay cierta disparidad entre ellos a la hora de señalar el final de la actividad eruptiva cuaternaria. Molina y Ancochea en las obras citadas, fijan el Plioceno inferior como fin de los procesos eruptivos, Poblete (2000) los sitúa en el Pleistoceno medio-superior, y González y Gosálvez (2004) establecen una edad de finales del Pleistoceno superior para depresiones explosivas de carácter freático ubicadas en el límite oriental de la región volcánica. La presencia de las anomalías térmicas superficiales, documentadas históricamente en el siglo XVI, y las anomalías gravimétricas y térmicas establecidas (Bergamín, 1986), así como las observadas en los estudios relacionados con el sondeo surgente de Granátula de Calatrava (inéditos) sugieren la presencia actual de masas magmáticas en proceso de desgasificación y enfriamiento bajo algunas zonas del Campo de Calatrava, así como fisuras eruptivas semiactivas (Rodríguez y Barrera, 2002). Esto, unido a la correlación de formas y formaciones volcánicas con otras derivadas de la dinámica fluvial y de laderas, induce la existencia de erupciones magmáticas e hidromagmáticas en la región, en las

etapas finales del Pleistoceno superior y en el inicio del Holoceno. En el Campo de Calatrava los depósitos volcánicos han fosilizado algunos suelos, lo que en condiciones favorables, permite la obtención de restos orgánicos que tratados con las técnicas adecuadas ofrecen una valiosa información sobre su antigüedad cuando otras formas de datación no son aplicables. La edad de las erupciones se ha obtenido por análisis radiométrico o por relación e interferencia con formas, formaciones y depósitos afectadas por las erupciones y sus productos. Hasta ahora, se había fijado como la más reciente (Gallardo, Ancochea y Pérez, 2002) una edad absoluta de 700.000 años para una lava de la zona central del Campo de Calatrava.

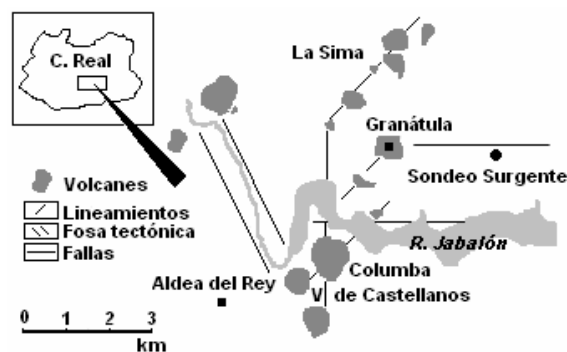


Fig.1. Localización de la zona de estudio

El volcán Columba se ubica en el curso medio del río Jabalón ($38^{\circ}45'30''$ N / $3^{\circ}47'00''$ W). En sus inmediaciones, formando claros alineamientos eruptivos, se localizan numerosos edificios volcánicos generados en erupciones magmáticas y freatomagmáticas. Es un volcán poligénico que está formado por un cono de piroclastos de caída

coronado por un doble cráter alargado en la dirección NE/SW. De este cráter se han derramado coladas con diferente grado de fluidez, y de diferente edad. Columba forma parte de un complejo volcánico que ha tenido erupciones en varias etapas, separadas por largos períodos de reposo, dando lugar a una secuencia que se inicia en el Mioceno Superior (Poblete y Ruiz, 2002) con las erupciones freatomagmáticas preruscinienses del maar de Vegas de Castellanos. Las erupciones continúan en Columba con eventos estrombolianos en el Pleistoceno medio y superior, según estos mismos autores, desarrollándose nuevos y breves episodios hidromagmáticos en el Holoceno medio, según los resultados de nuestra investigación. Los reconocimientos de campo llevados a cabo nos han permitido identificar en las laderas del volcán un paleosuelo fosilizado por una oleada piroclástica señalada en trabajos anteriores (Poblete y Ruiz 2002), un depósito fangoso de tipo lahar que se emplaza sobre el depósito de oleada piroclástica, y moldes de vegetación generados y arrastrados por el flujo piroclástico, ubicados en la parte superior del paleosuelo en el contacto con la capa basal de la oleada. Análisis radiométricos de estos restos orgánicos y de los contenidos en el paleosuelo, realizados en el Ångström Laboratory del Department of Engineering Sciences, de la Universidad de Upsala (Suecia), por AMS nos han proporcionado edades absolutas de 6560 ± 130 y 6590 ± 200 BP, lo que nos permite datar actividad eruptiva de edad holocena para el volcán Columba. El resultado de los análisis realizados a estos moldes y a la materia orgánica contenida en el paleosuelo nos ha permitido identificar eventos explosivos de corta duración en el Holoceno medio. Estas erupciones tendrían una edad inferior a 5510 cal BP (Tabla 1), dado que sus depósitos fosilizan el nivel edáfico y los restos de vegetación de los que se han obtenido las muestras tratadas. La existencia de paleosuelos y depósitos de oleadas similares al descrito en otras localizaciones de la región, donde se ha señalado la presencia de materia orgánica

susceptible de ser datada con C14, así como las cronologías relativas que hemos señalado en otras formaciones volcánicas del este del Campo de Calatrava a las que atribuimos una edad finipleistocena, nos impulsa a seguir con la investigación iniciada y llegar a definir una fase eruptiva tardía, de carácter explosivo, en el Holoceno medio para la zona oriental de la región volcánica.

Agradecimientos: Este trabajo de investigación ha sido financiado por la Universidad de Castilla-La Mancha en el marco del proyecto : "Análisis y datación de paleosuelos de edad finipleistocena y holocena vinculados al volcanismo del Campo de Calatrava"

Referencias bibliográficas

- Ancochea, E. (1983). Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España central, Madrid, UCM, 675 pp.
- Bergamín, J.F. (1986). Prospección gravimétrica del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Revista de Materiales y Procesos Geológicos*, IV, 185-202.
- Gallardo, J.L., Ancochea, E. & Pérez, A. (2002). "Secuencia magnetoestratigráfica y edad de los materiales volcánicos y sedimentarios de Poblete (Ciudad Real)". *Geogaceta*, 32, 35-38
- González, E. & Gosálvez R.U. (2004). Nuevas aportaciones al conocimiento del hidrovulcanismo en el Campo de Calatrava". En: *Contribuciones recientes sobre Geomorfología. SEG, CSIC. Madrid, 71-81*
- Hernández Pacheco, F. (1932): *Estudio de la región volcánica central de España*. Madrid, Memoria de la Academia de Ciencias, Exactas, Fis. y Nat., 235 pp.
- Molina, E. (1975). Estudios del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Trabajos sobre el Neogeno-Cuaternario*, 3,
- Poblete, M. A. (1995). *El relieve volcánico del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*, Oviedo, 467 pp.
- Poblete, M.A. (2000). Geomorfología volcánica y evolución eruptiva del bajo valle del Ojalén (Alto Jándula, Sierra Morena Oriental)". *Geomorfología para el Tercer Milenio y Sociedad. Madrid, S.E.G. -U.C.M.*
- Poblete, M.A. & Ruiz, J. (2002). Morfología volcánica y dinámica fluvial en el valle medio del Jabalón (Campo de Calatrava Oriental). En: *Estudios recientes en Geomorfología: patrimonio, montaña, dinámica territorial. SEG, Universidad de Valladolid*, 465-475.
- Rodríguez, M.A. & Barrera, J.L. (2002). "Estructuras paleosísmicas en depósitos hidromagmáticos del vulcanismo Neogeno del campo de Calatrava, Ciudad Real (España)". *Geogaceta*, 32, 39-42.

REFERENCIA	CÓDIGO LAB.	¹⁴ C BP	RESULTADOS CAL BP 2σ	CAL BP	δ ¹³ C‰ PDB	MATERIAL
paleosuelo	UA-24799	6.560±130	5.724-5.297 (99,5%) 5.243-5.231 (0,5 %)	5.510	-26,7	carbón vegetal/humus
moldes vegetales	UA-33366	6.590±200	5.900-5.202 (96,7%) 5.175-5.070 (0,3%)	5.551	-25,7	carbón vegetal

ANGTROM LABORATORY Y PROGRAMA CALIB 5.0/5.0.2

Tabla 1. Datación ¹⁴C y edad calibrada



APPLICATION OF GROUND PENETRATING RADAR FOR PALEOSEISMOLOGICAL AND ARCHEOSEISMOLOGICAL INVESTIGATIONS: EXAMPLES FROM SOUTHERN SPAIN

C. Gruetzner (1), K. Reicherter (1) y P. G. Silva (2).

(1) Neotectonics and Natural Hazards, RWTH Aachen University, Lochnerstr. 4-20, 52056 - Aachen, Germany.
c.gruetzner@nug.rwth-aachen.de

(2) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca. Hornos Caleros, 50, 05003 – Ávila.

Resumen (Prospección Georadar aplicada a la investigación paleosismológica y arqueosismológica: ejemplos en el Sur de España): La prospección con Georadar (GPR) se está convirtiendo en una de las principales herramientas geofísicas en el análisis de la geología del Cuaternario. En condiciones favorables (terrenos llanos sin mucha vegetación) la prospección GPR alcanza un poder de penetración de unos 20 m con resolución centimétrica, siendo además un método no destructivo y que permite la implementación de los datos en modelos 2D y 3D de una forma rápida. Este trabajo presenta diferentes ejemplos procedentes de prospecciones realizadas en las ruinas romanas de Baelo Claudia (Cádiz), Cabo de Gata (Almería) y Ventas de Zafarraya (Granada) evidenciando las aplicaciones arqueológicas, sedimentológicas y paleosismológicas del método.

Palabras clave: Georadar, Geofísica, Paleosismología, Arqueosismología

Key words: Ground Penetrating Radar, Geophysics, Paleoseismology, Archeoseismology

During the last years, Ground Penetrating Radar (Ground Probing Radar, Georadar, GPR) has become an important tool in near-surface indirect geological investigations. This geophysical technique is the simplest, cheapest and fastest to be used in the field because of the increased computing power which allows fast data collection, processing and imaging. Several studies used GPR for sedimentological, paleoseismological and geological investigations (i.e. Neal, 2004; Reicherter y Reiss, 2001; McCalpin, 1996)

GPR is a shallow geophysical method based on transmitting and receiving electromagnetic waves which are reflected in the underground. Therefore the electrical parameters of the ground are important - the penetration depth is determined by conductivity (high conductivity leads to shallow penetration), the reflectivity mainly depends on the dielectrical properties. For this reason, GPR provides best results where geological or artificial units show high contrasts in those parameters, for example sand vs. clay, rock vs. sand, saturated sand vs. unsaturated sand. Georadar is also used for the detection of cables and drains, metallic artefacts and cavities.

For this study, 7 km of radar profiles have been collected in the ruins of (1) Baelo Claudia, Province of Cádiz (Fig. 1), using a 300 MHz GSSI antenna and the SIR2 system in most cases. This frequency provides a good compromise between penetration depth and resolution. In addition, some 240 cm low-frequency profiles have been taken in order to image the deeper structures of the area. The survey was aimed at finding out whether there are coseismic features like landslides, liquefaction or even buried faults inside the ancient city walls. Tilted or destroyed walls and buildings that are still covered by the post-roman colluvium were also searched. Beside this, the investigations would help the local Spanish archaeologists to develop their work.

In addition, we applied GPR to visualize sedimentary and structural features related to recent deformation: imaging fault geometries, and estimating short-term slip rates. Several longitudinal and transversal 200 MHz GPR-profiles were performed in active normal and strike-slip fault zones in southern Spain. Two fault zones with associated sedimentary and tectonic patterns serve as test sites: (2) the Ventas de Zafarraya Fault (Province of Granada) and (3) the Carboneras Fault Zone in the Cabo de Gata area (Province of Almería) (Fig.1).

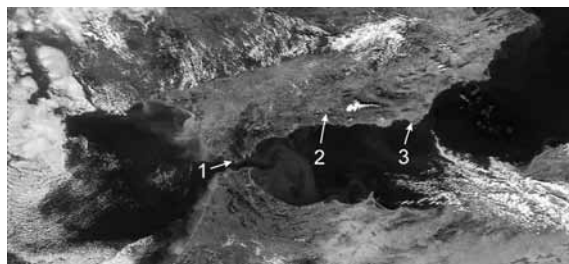


Fig.1. The working area: Roman Ruins of Baelo Claudia, Province of Cádiz (1), Ventas de Zafarraya, Province of Granada (2), Cabo de Gata, Province of Almería (3)

The lithologies studied varied significantly: faulted Quaternary alluvial and colluvial sediments of the Pleistocene, Tyrrhenian terraces and coastal sands, Pliocene shallow marine carbonates, and Mesozoic carbonates. In the Roman ruins of Baelo Claudia Upper Cretaceous and Tertiary flyschoid sandstones, Miocene and Plio-Pleistocene carbonates, Pleistocene marine terraces as well as post-Roman colluvial debris have been investigated including house and city wall debris.

In the case of Baelo Claudia, the GPR profiles do not reveal any unknown fault but earthquake-related damages like fallen masonry blocks, tilted walls and the deformation of a buried aqueduct. In many parts of the ruins the base of the post-Roman colluvium (which often corresponds with the groundwater level)

can be distinguished from older sediments. This boundary marks the event horizon of the last earthquake after which the settlement was abandoned. The colluvium thickness (or the depth of the horizon) provides information about erosion and sedimentation processes in the area. Furthermore, this knowledge allows to determinate promising locations for probing and/or trenching. In addition to the geological information, many unknown tombs and constructional features have been discovered.

With respect to the ongoing excavations in Baelo Claudia, the data helps to plan further archaeological work.

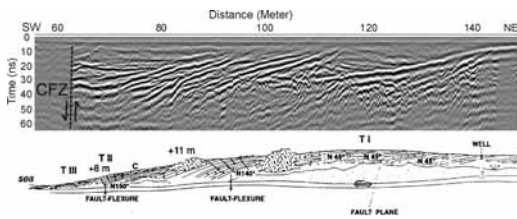


Fig.2. Radar data from the Tyrrhenian terraces at Cabo de Gata, Province of Almería. GPR not only allows to image the sedimentary architecture, but also to map both normal and strike-slip faults as well as other structural features.

In the case of the active faults, the structural and stratigraphical relationships were studied in trenches and natural outcrops for direct comparison with GPR-profiles. GPR investigations across buried faults from several localities are compared to these direct observations. The hanging walls of these faults correspond to half-grabens or grabens. These are generally characterized by internal asymmetric concave, displaced reflectors or wedge-like features which are comparable to sedimentary structures in adjacent outcrops. The examples demonstrate that high-resolution GPR-profiling provides not only the possibility to trace and map active normal faults but also to visualize the associated sedimentary hanging wall patterns in the sub-surface such as heterogeneous graben and half-graben structures, tilted strata including colluvial wedges formed at a rollover.

Quantitative and qualitative GPR evaluation of those sedimentary wedges yield a certain possibility of estimating slip rates on active normal faults and the identification of coseismic faulting events. The post-trenching GPR line on the trench floor may also

reveal further information on the faulting history. Traces of active strike-slip faults are significantly more difficult to be imaged with GPR; occasionally positive or negative flower structure can be observed in near-surface sediments. Often it is not possible to estimate displacement between piercing points and fault geometries or to deduce fault kinematics along strike, as in the case of the Carboneras Fault Zone. However, mapping of fault strands is possible.

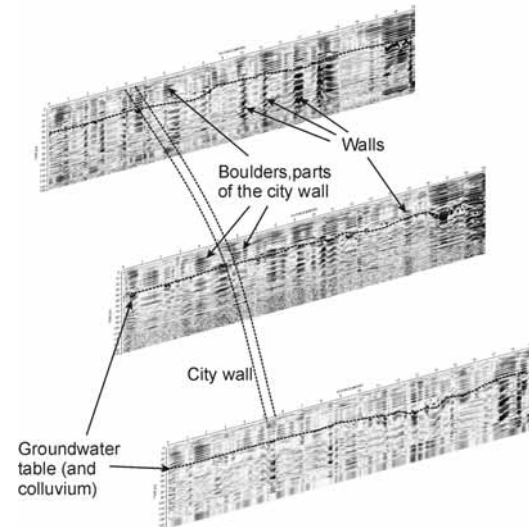


Fig.3. Radar data from Baelo Claudia. Here it is not clear if the city wall is moved through creeping or an (earthquake triggered?) landslide or has been displaced at once. Fallen boulders might indicate rapid movement, but can also be due to erosion. We will not know for sure until there are more excavations.

Acknowledgements: This work has been supported by the Spanish-German Acciones Integradas Program HA2004-0099. The authors are grateful to the Director of the Archaeological Site of Baelo Claudia, Angel Muñoz Vicente for facilitating the work.

References

- Neal A. (2004). Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth Sci. Rev.*, 66, 261-330.
- Reicherter K. & Reiss S. (2001). The Carboneras Fault Zone (southeastern Spain) revisited with Ground Penetrating Radar – Quaternary structural styles from high-resolution images. *Netherlands J of Geosci.*, 80 (3-4), 129-138.
- McCalpin, J.P. (1996). *Paleoseismology*. Academic Press, San Diego, 583 S.



GEOMORPHOLOGICAL AND PALEOSEISMOLOGICAL INVESTIGATIONS IN A PLATE MARGIN THRUST. RAGGED MOUNTAIN FAULT (SOUTHERN ALASKA)

F. Gutiérrez (1), R. L. Bruhn (2), J.P. McCalpin (3), J. Guerrero (1) y P. Lucha (1)

(1) Dpto. Geología, Universidad de Zaragoza, C/Pedro Cerbuna, 12. 50009-Zaragoza. fgutier@unizar.es

(2) Department of Geology and Geophysics, University of Utah, USA. rbruhn@mines.utah.edu

(3) Geo-Haz Consulting, Inc., Colorado, USA. mccalpin@geohaz.com

Resumen (Investigaciones geomorfológicas y paleosismológicas en un cabalgamiento de margen de placa. La falla de Ragged Mountain en Alaska meridional): El cabalgamiento de Ragged Mountain en el Sur de Alaska superpone materiales de la placa Norteamericana sobre formaciones de la microplaca Yakutat. Los depósitos de ladera (canchales y avalanchas de rocas) asociados al frente montañoso que controla esta falla presentan escarpes orientados ladera abajo a su pie, y fosas y escarpes orientados ladera arriba a mayor altura. Este relieve da paso a una superficie erosiva que trunca formaciones rocosas de la placa inferior con una disposición subvertical y que presenta numerosos escarpes orientados ladera arriba. La excavación de trincheras ha permitido analizar las estructuras tectónicas responsables de las distintas anomalías geomorfológicas: (1) fallas normales con actividad episódica debidas al colapso gravitacional del bloque superior (escarpes ladera arriba y fosas), (2) estructuras contractivas cosísmicas (escarpes orientados ladera abajo), (3) fallas tipo flexural slip con desplazamiento progresivo (creep) generadas por la rotación de las capas del bloque inferior inducida por la propagación del cabalgamiento (escarpes antitéticos en la superficie erosiva).

Key words: active thrust, geomorphic anomalies, antislope scarps, flexural-slip faults

Palabras clave: cabalgamiento activo, anomalías geomorfológicas, escarpes antitéticos, fallas tipo flexural-slip

Ragged Mountain in southern Alaska is a N-S trending mountain range bounded on its eastern side by the west dipping Ragged Mountain Thrust. This fault is a major structure that juxtaposes Tertiary sedimentary rocks of the allochthonous Yakutat terrane beneath older Paleogene rocks of the North American plate (Prince William Terrane) (Winkler and Plafker, 1993). The present-day tectonic regime in the area is governed by the NW-SE convergence of the North American and Pacific plates and the collision of the Yakutat microplate into southern Alaska (Bruhn *et al.*, 2004; Pavlis *et al.*, 2004).

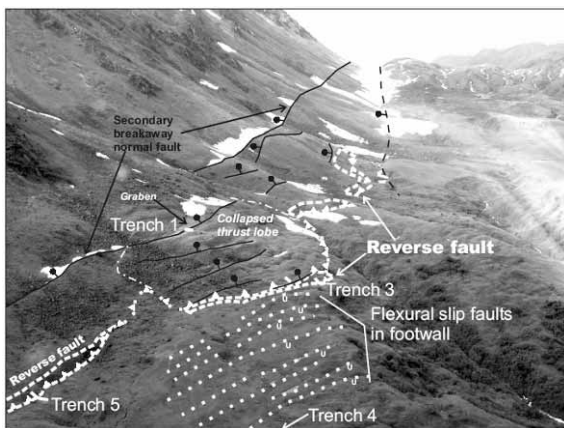


Fig.1. Aerial view of the Ragged Mountain fault-line front showing the three main types of tectonic scarps.

The 25 km long mountain range has an asymmetric topography with a convex-eastward and steep fault-line front in the eastern flank, and a digitated and gentler western side dissected by cirques and glacial troughs. Tysdal *et al.* (1976), based on geomorphic criteria, proposed that the upper plate of the low

angle (8°) Ragged Mountain Fault has undergone a reverse gravity-driven westward displacement of more than 180 m in Holocene times. As part of the Saint Elias Erosion and Tectonic project founded by the NSF (Continental Dynamics Program), a field paleoseismological and geomorphological investigation has been conducted in the Ragged Mountain Fault in order to gain insight into the recent activity of this structure and the origin of some of the associated geomorphic anomalies (Fig.1). In the surveyed area the steep slopes of the hanging wall pass abruptly into a nearly horizontal erosional surface cut across steeply dipping beds of a footwall syncline. The recent talus and rock avalanche deposits that cover the lower sector of the mountain front display conspicuous convex downhill facing scarps at the foot of the slope (Fig.2) and a swarm of fresh uphill-facing scarps and graben structures at higher elevation (Fig.3). Trenches dug across a downhill-facing scarp and an antislope scarp of a graben depression have exposed contractional and extensional structures affecting recent deposits, respectively. In both cases the structures record multiple episodes of deformation. This evidence suggests that the Ragged Mountain Fault is currently acting as a thrust fault rather than a planar gravitational slide. The origin of the extensional structures affecting the colluvial deposits may be attributed to the gravitational collapse of the hanging wall slopes oversteepened by the outward rotation induced by the propagation of the thrust. The low relief erosional surface east of the Ragged Mountain Fault is interrupted by west-facing scarps (Fig.4). Trenching across one of the scarps indicates that they are the surface expression of active flexural slip faults created by the eastward rotation of the steeply dipping footwall strata induced by compressional activity on Ragged Mountain Fault. The progressive deformation recorded by the asymmetrical synform

with cumulative wedge outs exposed in the peaty deposits dug in this trench suggests that these bedding-parallel faults have a creep-type rather than an episodic displacement regime. The absolute dating of the units sampled in the hand dug trenches will provide further information on the chronology of large paleoearthquakes, the slip rate of the analysed structures, and the seismogenic potential of Ragged Mountain Thrust.



Fig.2. Trench dug across a downhill-facing thrust scarp. Trench 5 in Fig.1.



Fig.3. Trench dug across an up-facing normal fault scarp. Trench 1 in Fig.1.



Fig.4. Trench exposing a synform with cumulative wedge outs associated to a creeping antisllope flexural-slip scarp. Trench 4 in Fig.1.

Acknowledgements: This work has been carried out under the umbrella of the Saint Elias Erosion and Tectonic Project funded by the National Science Foundation (Continental Dynamics Program)

References

- Bruhn, R.L., Pavlis, T.L., Plafker, G. & Serpa, L. (2004). Deformation during terrane accretion in the Saint Elias orogen, Alaska. *GSA Bulletin*, 116 (7-8), 771-787.
- Pavlis, T.L., Picornell, C., Serpa, L., Bruhn, R.L. & Plafker, G. (2004). Tectonic processes during oblique collision: Insights from the St. Elias orogen, northern North America Cordillera. *Tectonics*, 23, 1-14.
- Tysdal, R.G., Hudson, T. & Plafker, G. (1976). Surface features and recent movement along the Ragged Mountain Fault, South-Central Alaska. *U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-782*, scale 1:63,360.
- Winkler, G.R. & Plafker, G. (1993). Geologic map of the Cordova and Middleton Island quadrangles, Southern Alaska. *U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigation Series*. Map I-1984, scale 1:250,000.



LATE QUATERNARY TECTONIC ACTIVITY AND PALEOSEISMIC EVIDENCE ON THE MUNÉBREGA HALF-GRABEN (IBERIAN CHAIN, NE SPAIN)

F. Gutiérrez (1), E. Masana (2), Á. González (1), J. Guerrero (1) y P. Lucha (1)

(1) Dpto. Geología, Universidad de Zaragoza, C/Pedro Cerbuna, 12. 50009-Zaragoza. fgutier@unizar.es

(2) Dpto. Geodinámica y Geofísica, Universidad de Barcelona

Resumen (Actividad tectónica cuaternaria y evidencias paleosísmicas en la Semifosa de Munébrega (Iberian Chain, NE Spain): La Semifosa de Munébrega es una estructura extensional plio-cuaternaria de dirección NO-SE que se superpone a la Fosa Neógena de Calatayud en su margen SW. La falla que controla el hundimiento de esta semifosa (Falla de Munébrega W), con unos 19 km de longitud, desplaza a un glacis-terracea ligado al Río Jalón, generando un escarpe orientado ladera arriba de 7.5 m de desnivel. Se ha excavado una trinchera de 40 m de longitud perpendicular a dicho escarpe, exponiendo una banda de deformación de unos 25 m en la que se han identificado: (1) unidades sedimentarias cuya extensión ha estado limitada por un primer escarpe de falla, (2) al menos dos generaciones de fallas normales que desplazan a las unidades antedichas, (3) rellenos de fisuras, (4) una estructura monoclinada afectada por fallas "inversas", (5) un anticlinal de roll-over. El análisis por retrodeformación de los sedimentos y estructuras expuestos en la trinchera y la datación absoluta de determinadas unidades han permitido inferir tres episodios de desplazamiento cosísmico y una tasa media de desplazamiento vertical del orden de 0,2 mm/año.

Key words: paleoearthquakes, seismic hazard, Munébrega Fault, Iberian Range, NE Spain

Key words: paeloterremotos, peligrosidad sísmica, Falla de Munébrega, Cordillera Ibérica, NE de España

The Iberian Chain, in the NE of Spain, is an intraplate Alpine orogen created by the tectonic inversion of Mesozoic basins (orogenic stage, late Cretaceous-early Neogene). In the central sector of the orogen, westward propagation of a rifting process gave rise to Mio-Pliocene grabens, and later Plio-Quaternary half-grabens locally superimposed on the western margins of the pre-existing grabens (postorogenic stage). The Munébrega Plio-Quaternary Half-graben is a 19 km long and up to 3 km wide NW-SE trending neotectonic depression superimposed on the western margin of the Calatayud Neogene Graben (Gutiérrez, 1998). The Munébrega basin has been recently captured, and its poorly exposed fill consists of more than 30 m of fine-grained and gravel sheetflood alluvial fan facies capped by a petrocalcic horizon that displays the stage V of Machette's sequence. The NE margin of this fault-angle depression corresponds to a prominent horst structure flanked by the Munébrega E and Munébrega W normal faults.



Fig.1. Oblique aerial view of the north-western termination of the Munébrega W Fault antislope scarp affecting an Upper Pleistocene mantled pediment. The trench location is indicated.

The Munébrega W Fault has controlled the development of the Munébrega depression, and has generated a well-defined mountain front with conspicuous triangular and trapezoidal fault facets. In its north-western termination, this master fault offsets an Upper Pleistocene mantled pediment creating a straight uphill-facing scarp (Figs.1 and 2). This pediment deposit grades distally into a 20 m thick terrace of the Jalón River whose aggradation surface is located at 45 m above the current channel (Gutiérrez, 1998, Gutiérrez *et al.*, en prensa).

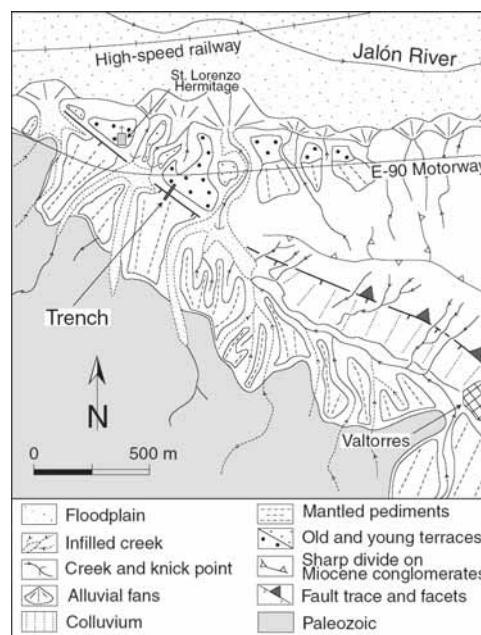


Fig.2. Geomorphological sketch of the north-western sector of the Munébrega Half-graben showing the location of the trench site

A 40 m long backhoe trench has been dug perpendicularly to the 7.5 m high antislope fault scarp of the Munébrega W Fault in order to conduct a paleoseismological investigation. This is the first trench ever dug across a Quaternary fault in the Iberian Chain for such a purpose. The sediments exposed in the trench walls show numerous deformational structures within a 25 m wide band, including fissure fills, cross-cut synthetic and antithetic normal faults, grabens, a roll-over, a monoclinical flexure, and reverse faults that may correspond to oversteepened normal faults. The higher thickness of the alluvial sequence in the downthrown sector of this fault zone suggests that deposition has been controlled by the fault activity (syntectonic sedimentation). A cumulative vertical displacement of 7.5 m has been measured on the deformed mantled pediment deposit. Only minor earthquakes (with magnitude up to 3.5) have occurred in the vicinity of the Munébrega W Fault in the last 30 years. However, this investigation

indicates that this fault could be potentially seismogenic. The mappable length of the structure (ca. 20 km) indicates that it might generate earthquakes with moment magnitudes as large as 6.9. The OSL ages of the sampled units will allow calculating the slip rate of the fault (probably ca. 0.2 mm/yr) and providing a rough estimate of the recurrence of large earthquakes on this fault.

References

- Gutiérrez, F. (1998). *Fenómenos de subsidencia por disolución de formación evaporíticas en las fosas neógenas de Teruel y Calatayud*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 569 pp.
- Gutiérrez, F.; Gutiérrez, M.; Gracia, F.J.; McCalpin, J.P.; Lucha, P. & Guerrero, J. (en prensa). Plio-Quaternary extensional seismotectonics and drainage network development in the central sector of the Iberian Range (NE Spain). *Geomorphology*.



LOS ABANICOS ALUVIALES DEL BORDE NORTE DE LA SIERRA DE MIJAS (CUENCA DE MÁLAGA, CORDILLERA BÉTICA OCCIDENTAL)

J.M. Insua-Arévalo (1), J.J. Martínez-Díaz (1), J. García-Mayordomo (2), F. Martín-García (3) y R. Capote (1)

- (1) Dpto. Geodinámica. Fd. CC. Geológicas. U. Complutense de Madrid. c/ José Antonio Novais, 2. 28040 - Madrid. insuarev@geo.ucm.es
 (2) Laboratorio de Geotecnia. CEDEX. C/Alfonso XII, 3. 28014 - Madrid
 (3) Área de Geología. ESCET. Universidad Rey Juan Carlos. C/Tulipán, s/n. Móstoles, 28933 - Madrid

Abstract (Alluvial fans in the northern border of the Sierra de Mijas (Malaga Basin, Western Betic Chain): Three different generations of alluvial-fans have been identified at the northern border of Mijas range. The oldest generation is formed by debris-flow deposits showing an striking calcrete development of more than 30 m thick. The second generation is also formed by debris-flow deposits with important calcrete development (10 m max.). Finally, the third generation is formed by sheet-flow deposits with no calcrete development. Accordingly, the relative age of each depositional phase has been estimated in Pliocene, Lower-Middle Pleistocene and Upper Pleistocene-Holocene. The depositional phases show important dissimilarities from the western- to the eastern-sector of the mountain border. The oldest generation is only preserved at the western-sector, and the intermediate age generation is placed here at a higher elevation than in the eastern-sector. Furthermore, in the western-sector the youngest generation displays a distal-accretion off-lap arrangement in contrast to the proximal-accretion on-lap arrangement displayed in the eastern-sector. These significant dissimilarities are attributed to tectonic causes.

Palabras clave: abanico aluvial, neotectónica, cronología, calcreta, Cuenca de Málaga

Key words: alluvial fan, neotectonic, chronology, calcrete, Malaga Basin

La Sierra de Mijas delimita por el sur la Cuenca de Málaga, que es una de las cuencas intramontañosas de la Cordillera Bética desarrollada a partir del Tortoniano (Sanz de Galdeano y López Garrido, 1991). Este borde de cuenca ha sido descrito como una falla a la que se le asigna un importante salto en la vertical (Sanz de Galdeano y López Garrido, 1991; Andreo y Sanz de Galdeano, 1994).

La Sierra de Mijas presenta un importante relieve (más de 1.100 m.s.n.m.) en torno al cual se han formado mantos de derrubios en forma de abanicos aluviales. Los mejor conservados son aquellos de su vertiente norte, y que por tanto, se depositan sobre parte de los depósitos pliocenos marinos de la Cuenca de Málaga (Fig.1).

El sistema de abanicos aluviales del borde sur de la Sierra de Mijas está formado por depósitos

conglomeráticos de cantos de mármol (la Sierra de Mijas está compuesta casi en su totalidad por mármoles pertenecientes a la Unidad o Manto de Ojén del Complejo Alpujarride). La distribución de los tamaños de grano y su grado de redondez en cada abanico, obedece a una clásica disposición de facies proximales-distales de este tipo de sistemas sedimentarios. No obstante, en estos abanicos pueden distinguirse varias características que pueden ayudar a identificar diferentes fases de evolución del sistema aluvial. Estas características son: 1) el grado de cementación carbonatada, 2) la pendiente de los abanicos y 3) las relaciones geométricas de las unidades depositadas durante la formación del sistema. Por otro lado, según estas características se distinguen en el frente montañoso dos sectores: el sector occidental y el sector oriental.

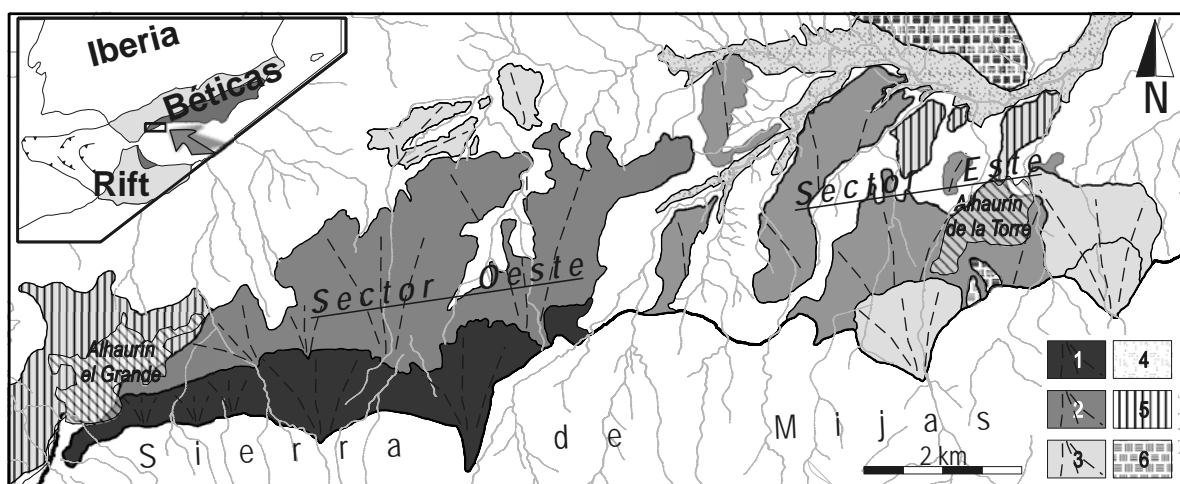


Fig.1. Cartografía de los abanicos aluviales del borde norte de la Sierra de Mijas. 1) Primera fase deposicional, 2) Segunda fase, 3) Tercera fase. 4) Depósitos fluviales cuaternarios, 5) Travertinos cuaternarios, 6) Sedimentos tortonianos..

En cuanto a las fases deposicionales en los abanicos de la Sierra de Mijas se distinguen tres principales. La primera fase comprende la sedimentación de depósitos heterométricos tipo *debris-flow* con tamaños de clastos predominante decimétrico (hasta 1 metro) poco redondeados, depositados según un estilo sedimentario de agradación proximal en *on-lap* que genera superficies deposicionales convexas con pendientes de hasta 8°. Estos abanicos están completamente cementados por carbonatos rojizos que llegan a alcanzar más de 30 m de espesor y presentan un importante desarrollo kárstico. Esta fase se encuentra únicamente en el sector occidental del borde de la sierra. La segunda fase presenta abanicos progradantes y topográficamente más bajos que los de la fase anterior, depositados según un estilo sedimentario de agradación distal en *off-lap* que genera superficies cóncavas con pendientes que disminuyen desde los 3° en las zonas proximales hasta estar subhorizontales en las distales. Los materiales que los forman son también heterométricos, con tamaños de grano de centimétrico a decimétrico predominando los depósitos tipo *debris-flow* aunque también se identifican tipo *sheet-flow*. Sobre estos materiales se desarrolla un cemento calcáreo rojizo bastante potente (hasta 10 m). Esta fase está muy bien desarrollada en todo el frente de la sierra, y por lo tanto se identifica en los dos sectores, representando la máxima superficie del sistema aluvial. La tercera fase se caracteriza por el depósito predominante de materiales tipo *sheet-flow* formados por materiales con tamaño de grano centimétrico algo redondeado incluidos en una matriz arcillosa color rojo ladrillo intenso. Esta tercera fase se desarrolla también en los dos sectores del frente de la sierra, pero con distintas características. En el sector occidental domina un estilo sedimentario de agradación distal en *off-lap*, con superficies prácticamente horizontales; mientras que en el sector oriental, se observa un estilo sedimentario de agradación proximal en *on-lap* que genera superficies convexas con pendientes que van desde horizontales en la zona proximal hasta los 7° en la distal. Esta fase no presenta cementación carbonatada alguna en ninguno de los dos sectores.

La atribución cronológica a cada una de las fases de depósito que se encuentran en los abanicos del borde sur de la Sierra de Mijas no es sencilla. En la cartografía MAGNA (Estévez González y Chamón, 1978) atribuyen a estas formaciones de manera genérica una edad Plioceno-Pleistoceno en base a las descripciones hechas por Lhenaff (1966) sin distinguir dentro de los abanicos ninguna fase deposicional. En la actualidad no se tienen dataciones absolutas de ninguna de las fases que nos puedan servir de marcador. Para este trabajo ha sido necesario recurrir a los trabajos existentes en las Béticas orientales y en el levante español, donde se han realizado varias estimaciones de datación considerando el desarrollo edáfico, en forma de calcreta, como marcador de la antigüedad del abanico: a mayor desarrollo de calcreta, más antiguo es el depósito (Dumas, 1977). Esta máxima ha sido asumida con matices por Silva *et al.* (1992) basándose en las descripciones realizadas por Machette (1985). Silva *et al.* (1992) consideran tres grandes rangos crono-morfológicos de las calcretas que se desarrollan en abanicos cuaternarios del SE

de la península Ibérica: calcretas masivas, de edad Pleistoceno Inferior; calcretas maduras, de edad Pleistoceno medio; y calcretas inmaduras, del Pleistoceno superior. Las superficies de abanicos sin encostramiento visible las atribuyen al Holoceno. Aunque, posteriormente Alonso Zarza *et al.* (1998) advierten que las calcretas masivas de más de dos metros de potencia pueden extender su desarrollo hasta bien entrado el Pleistoceno medio.

En los abanicos de la Sierra de Mijas se distingue la primera de las fases deposicionales en la que se puede identificar una calcreta más masiva que las descritas por Silva *et al.* (1992), por lo que se le podría asignar una edad Pliocena. En una segunda fase deposicional se distinguen calcretas masivas que darían a esta fase una edad Pleistoceno Inferior a Medio. Por último, la tercera fase deposicional no presenta desarrollo alguno de calcreta. Esta fase se podría asignar al Pleistoceno Superior o incluso Holoceno.

Como se puede observar en la Figura 1, la evolución de las fases deposicionales de los abanicos es distinta entre los dos sectores que se distinguen en el frente montañoso de la sierra. Además, existe una apreciable variación de altura topográfica de los depósitos de segunda fase entre ambos sectores, estado el sector Oeste más alto que el Este. Estos hechos los atribuimos a causas tectónicas, ya que tanto la litología del área madre como las condiciones climáticas son comunes. Los abanicos presentan en la actualidad un importante grado de erosión debido al encajamiento de la red fluvial en la zona, que se puede relacionar con el levantamiento regional actual (Schoorl y Veldkamp, 2003).

Agradecimientos: Este trabajo forma parte de las investigaciones del Grupo de Investigación: CM-UCM: 910368: Tectónica Activa y Paleosismicidad.

Referencias bibliográficas

- Alonso Zarza, A.M., Silva, P.G., Goy, J.L. & Zazo, C. (1998). Fan-surface dynamics, plant-activity and calcrete development: Interactions during ultimate phases of fan evolution in the semiarid SE Spain (Murcia). *Geomorphology*, 24, 147-167.
- Andreo, B. & Sanz de Galdeano, C. (1994). Structure of the Sierra de Mijas (Alpujarride Complex, Betic Cordillera). *Annales Tectonicae*, 8(1), 23-35.
- Dumas, B. (1977). *Le levant espagnol. La g n se du relief*. Thèse d'Etat, Paris.
- Estévez González, A. & Cham n, C. (1978). Mapa Geol. Espa a 1:50.000. Hoja n  1.066 (Co n). IGME, Madrid.
- Lhenaff, R. (1966). Existence d'un haut niveau marin (Pliocene terminal ou Quaternaire ancien) déformé a l'W de Málaga (Espagne). *C.R.Soc. Géol. France*, 395-396.
- Machette, M.N. (1985). Calcic soils of the south-western United States. *Geol. Soc. Am. Spc. Paper*, 203, 1-21.
- Sanz de Galdeano, C & López Garrido, A.C. (1991). Tectonic evolution of the Malaga Basin (Betic Cordillera) Regional Implication. *Geodin. Acta* (Paris), 5(3), 173-186.
- Schoorl, J.M. & Veldkamp, A. (2002). Late Cenozoic landscape development and its tectonic implications for the Guadalhorce valley near  lora (Southern Spain). *Geomorphology*, 50 (1-3), 43-57.
- Silva, P.G., Harvey, A.M., Zazo, C. & Goy, J.L., (1992). Geomorphology, depositional style and morphometric relationships of Quaternary alluvial fans in the Guadalentin Depression (Murcia, SE Spain). *Z. F. Geomorph.*, 36, 661-673.



PROCESOS SEDIMENTARIOS Y ACTIVIDAD TECTÓNICA EN EL REGISTRO DEL PLEISTOCENO SUPERIOR DEL TOSSAL DE LA ROCA (VALL D'ALCALÀ, ALICANTE, ESPAÑA)

J. F. Jordá Pardo (1) y C. Cacho Quesada (2)

(1) Laboratorio de Estudios Paleolíticos. Dpto. de Prehistoria y Arqueología, Facultad de Geografía e Historia. UNED. C/ Senda del Rey, 7. 28040 - Madrid. jjorda@geo.uned.es
 (2) Dpto. de Prehistoria. Museo Arqueológico Nacional. Serrano, 13. 28001 - Madrid. carmen.cacho@mcu.es

Abstract (Sedimentary processes and tectonic activity in the Upper Pleistocene record of Tossal de la Roca (Vall d'Alcalà, Alicante, Spain): Tossal de la Roca (Vall d'Alcalà, Alicante, Spain) is a rockshelter that contains an important the Upper Pleistocene and Holocene sedimentary record. The archaeological excavations carried out in its Interior Sector and the geoarchaeological studies performed in its deposits reveal a sedimentary sequence composed of several lithostratigraphic units dated by radiocarbon, that temporarily spreads from the Greenland Stadial GS 2b up to the Greenland Interstadial GI 1c. This sequence is affected by recent tectonic activity occurred after the calibrated interval 13780-13580 cal BP.

Palabras clave: Geoarqueología, Neotectónica, Radiocarbono, Pleistoceno superior

Key words: Geoarchaeology, Neotectonics, Radiocarbon, Upper Pleistocene

El abrigo rocoso del Tossal de la Roca, situado en la comarca de la Marina Alta (Alicante) a una altitud de 640 m y a una distancia de unos 20-25 km de la costa actual, contiene un importante yacimiento arqueológico que cubre gran parte del final del Pleistoceno superior y del comienzo del Holoceno, cuyo registro ha sido estudiado en diversas publicaciones (Cacho, *et al.*, 1995, 2001a). La secuencia del Sector Interior del abrigo se compone de tres unidades litoestratigráficas (TR.0, TR.1 con 8 subunidades, y TR.2) con diferente significado sedimentológico, y que contienen cuatro niveles arqueológicos (IV, III, II y I). Desde el punto de vista geocronológico, las dataciones ^{14}C (calibradas mediante la curva CalPal2005-SFCP, Weninger *et al.*, 2006) sitúan la secuencia estratigráfica del sector interior del abrigo en los últimos momentos del OIS 2, al final del Pleistoceno superior.

El sector interior del Tossal de la Roca ofrece, desde el punto de vista de la Neotectónica, una particularidad de gran interés. Algunos niveles de su relleno, en concreto las subunidades TR.1.3 a TR 1.8 y la unidad TR.2, se encuentran afectadas por una deformación tectónica que se manifiesta mediante una falla y pliegue de arrastre en el sector excavado en 1993. La falla produce el plegamiento y cizallamiento de los tramos lutíticos y de materia orgánica de TR.2 (nivel I), mientras que las capas de cantos y gravas se deforman plásticamente, plegándose y dando lugar a la redistribución interna de los materiales detríticos y llegando a cizallarse al alejarse del tramo lutítico. Se trata de una falla inversa de dirección aparente N 210 E cuyo plano buza 40 O. El nivel orgánico inferior de TR.2 sirve de referencia, mostrando un salto vertical de 19 cm, si bien este nivel carbonoso se ve laminado a lo largo del plano de falla. El desplazamiento horizontal aparente, debido al cabalgamiento producido por la falla inversa medido en el plano O-E de la excavación, es de 28 cm. La falla y pliegue monocinal asociado es la respuesta de los sedimentos que rellenan el abrigo ante un esfuerzo compresivo de dirección N 120 E.

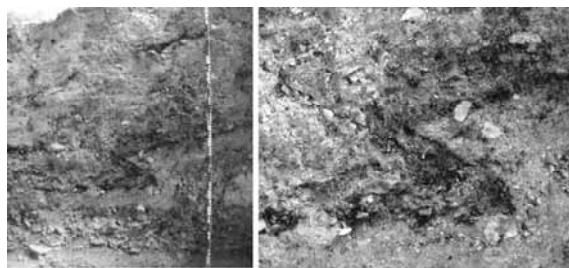


Fig.1. Vista general (izquierda) y detalle (derecha) de la falla y pliegue de arrastre del Tossal de la Roca.

A partir de los datos geológicos obtenidos por nosotros en 1999 y de los publicados por la prematuramente fallecida Dra. M^a Pilar Fumanal (Fumanal, 1986; Cacho *et al.* 1995), podemos plantear para el Sector Interior del Tossal de la Roca la siguiente secuencia de procesos geológicos, que situamos en la escala cronoclimática utilizada en la actualidad para el Tardiglaciario (Björk *et al.*, 1998; Cacho, *et al.*, 2001b):

- Alteración de la roca del sustrato, produciendo los materiales finos, y bloques autóctonos de origen gravitacional, que rellenan el paleorrelieve existente en el fondo del abrigo rocoso. Estos materiales, que constituyen la unidad TR.0 (nivel IV), ocasionalmente, tienen intrusiones de la unidad suprayacente, de donde procede una datación ^{14}C cuya calibración (20.960–16.320 cal BP) permite situar los carbonos datados en un momento frío pero no riguroso del estadio GS 2b que antecede al último Evento Heinrich del Pleistoceno (H1).

- Sedimentación autóctona por caída gravitacional de clastos angulosos de las paredes y techo del abrigo debida a procesos de crioclasticismo responsables de la mayor parte de la sedimentación de la unidad TR.1. Se detectan al menos seis episodios de sedimentación, alguno de los cuales presenta una reiteración claramente atribuible a ciclos de hielodeshielo estacional, separados por niveles producidos

por arroyada difusa durante la estación cálida (TR.1.3). El momento más frío probablemente se encuentre en TR.1.4 y responda a ciclos de hielo-deshielo diarios. Los sedimentos finos que aparecen entre los clastos autóctonos son atribuidos a procesos de arroyada de muy baja energía, producidos en épocas templadas posteriores a los momentos fríos. Estos proceden del desmantelamiento de las margas situadas aguas arriba del barranco sobre el que se encuentra el abrigo. Hacia el techo de esta sedimentación autóctona aparecen aportes laterales procedentes del exterior depositados mediante flujos de tipo "debris flow" que pueden incorporar materiales de origen fluvial (TR.1.6). Estas facies, más frecuentes hacia el techo con desarrollo de canales fluviales con detríticos alóctonos, están asociadas a la actividad del citado barranco. Sobre los depósitos fluviales y en ausencia de sedimentación natural se desarrolla una intensa ocupación antrópica responsable de la acumulación de lentejones de materia orgánica (hogares). La unidad litoestratigráfica TR.1 comprende los niveles arqueológicos III (Magdaleniense Superior B) y II (Magdaleniense Superior C). En ella parece existir una breve ruptura sedimentaria entre TR.1.2 y TR.1.3, marcada por la distribución de las fechas radiocarbónicas calibradas, lo que nos permitiría hablar de dos tramos equivalentes a los niveles arqueológicos III y II. Las cinco edades calibradas (AMS) procedentes de TR.1.1 y TR.1.2 (nivel III) están agrupadas en el intervalo 17.200–16.310 cal BP, coincidiendo con la etapa fría que culmina con un máximo representado por el Evento Heinrich H1, dentro del estadio GS 2a del LGM. Las seis dataciones (3 AMS y 3 convencionales) de TR.1.3 a TR.1.8 (nivel II) sitúan su sedimentación en la horquilla 15.550-14.040 cal BP, durante el final del estadio GS 2a, representados por los tramos inicial del nivel II (subunidades TR.1.3 y TR.1.4) de marcado carácter frío, mientras que el resto de las subunidades que componen el nivel II se depositaron en la primera pulsación templada/cálida (GI 1e) del inicio del interestadio Tardiglacial o GI 1.

- El techo de la unidad TR.1 sufre una erosión por caída gravitacional de agua desde la visera del abrigo en un momento húmedo, en el que no se produce sedimentación. Esta discontinuidad se verifica observando las curvas de probabilidad acumulada de las fechas calibradas, que permite detectar una ruptura entre la subunidad superior de TR.1 y la siguiente unidad TR.2.

- Prosigue la sedimentación rellenando las irregularidades producidas por la erosión en el techo de TR.1 y tiene lugar el emplazamiento de la siguiente unidad litoestratigráfica TR.2 (nivel I). Su génesis se relaciona con flujos hídricos de diferente intensidad y naturaleza (coladas de clastos, arroyada difusa, flujos laminares de baja energía, desbordamientos del barranco) que aportan materiales alóctonos de la cabecera del valle. Si bien se detectan clastos cuyo origen estaría relacionado con procesos gravitacionales ligados a la acción del hielo-deshielo, la influencia del frío desaparece paulatinamente en esta unidad. Hay una mayor presencia de procesos propios de condiciones húmedas y atemperadas, con desarrollo de importantes flujos en el barranco que a veces se hacen notar en el abrigo. Esta sedimentación no es continua, sino que se ve sometida a interrupciones temporales que son aprovechadas por grupos humanos con tecnologías del Magdaleniense

Superior Final / Epimagdaleniense para ocupar el abrigo y dar lugar a importantes acumulaciones de materia orgánica carbonizada. La única fecha radiocarbónica del techo de esta unidad corresponde al intervalo 13.780-13.580 cal BP, situado en la pulsación templada GI 1c.

- Con posterioridad a la sedimentación de la unidad TR.2 (nivel I) se produce un evento tectónico generando la estructura descrita que la deforma. Esta deformación tiene su origen en la actividad sísmica del dominio externo de las Cordilleras Béticas, donde desde el punto de vista estructural se encuentra situado el Tossal. Los esfuerzos compresivos, como el que da lugar a la falla inversa de este yacimiento, no son raros en la zona durante el Cuaternario reciente, manifestándose actualmente en el arco mediterráneo y Cordilleras Béticas (Galindo-Zaldivar *et al.*, 1998). El episodio de deformación que generó la estructura descrita tendría lugar con posterioridad a 14 ka. Por el momento no se puede precisar más su cronología dado que en la zona donde se observa la falla, no se han identificado unidades estratigráficas que la sellen.

- Posteriormente, TR.2 es parcialmente desmantelada, arrasándose el pequeño relieve configurado por el levantamiento del terreno producido por la deformación y desarrollándose estructuras edáficas incipientes.

La localización de la estructura tectónica descrita en el Sector Exterior del yacimiento, donde existen niveles más recientes, fechados por ¹⁴C, permitirá una datación más ajustada de este evento neotectónico.

Referencias bibliográficas

- Björck, S., Walker, M.J.C., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K.L., Lowe, J.J., Wohlfarth, B. & INTIMATE-MEMBERS (1998). An Event Stratigraphy for the Last termination in the North Atlantic Region Based on the Greenland Ice-core Record: a Proposal by the INTIMATE Group. *Journal of Quaternary Science*, 13, 283-292.
- Cacho, C., Fumanal, M.P., López, P., Pérez, M., Martínez, R., Uzquiano, P., Aranz, A., Sánchez, A., Sevilla, P., Morales, A., Roselló, E., Garralda, M.D. & García-Carrillo, M. (1995). El Tossal de la Roca (Vall d'Alcalà, Alicante). Reconstrucción paleoambiental y cultural de la transición del Tardiglacial al Holoceno inicia". *Recerques del Museu d'Alcoi*, 4, 11-101.
- Cacho, C., Jordá, J.F., de la Torre, I. & Yravedra, J. (2001a). El Tossal de la Roca (Alicante). Nuevos datos sobre el Magdaleniense mediterráneo de la Península Ibérica. *Trabajos de Prehistoria*, 58 (1), 71-93.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Sbaiff, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J. & Zahn, R. (2001b). Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25.000 years and its connection with the Northern Hemisphere climate changes. *Paleoceanography*, 16 (1), 40-52.
- Fumanal, M.P. (1986). *Sedimentología y clima en el País Valenciano. Las cuevas habitadas en el Cuaternario reciente*. Serie de Trabajos Varios, Servicio de Investigación Prehistórica, 83, Valencia (España), 207 pp.
- Galindo-Zaldivar, J., Jabaloy, A., Serrano, I., Morales, J., González-Lodeiro, F. & Torcal, F. (1998). Esfuerzos recientes en el sector sudoriental de la Depresión de Granada (C. Bética central). *Geogaceta*, 24, 127-130.
- Weninger, B., Jöris, O. & Danzeglocke, U. (2006). Glacial radiocarbon age conversion. Cologne radiocarbon calibration and palaeoclimate research package <CALPAL> User manual. Universität zu Köln, Institut für Ur- und Frühgeschichte. Köln (Alemania).



MORFOTECTÓNICA Y RECURRENCIA PALEOSÍSMICA DE LA ZONA DE FALLA DE EL SALVADOR (SEGMENTO DEL VOLCÁN SAN VICENTE)

J.J. Martínez-Díaz (1), C. Canora (1), J. A. Álvarez-Gómez (1), R. Capote (1), M. Tsige (1), M. Béjar (1), P. Villamor (2) y K. Berryman (2)

(1) Dpto. de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid. C/ J. Antonio Novais, 2. 28040-Madrid. jmdiaz@geo.ucm.es.
(2) GNS Science, Nueva Zelanda. P.Villamor@gns.cri.nz

Abstract (Morphotectonics and paleoseismic recurrence of the El Salvador Fault Zone, San Vicente volcano segment): In this work we present the first evidence of paleoseismic activity on the El Salvador Fault Zone, a 150 km long E-W strike-slip fault that was the source of the disastrous Mw 6.6 2001 earthquake of El Salvador. The Holocene activity of this fault deforms the fluvial terraces producing 800 m of cumulative offset of the Jiboa river. Preliminary paleoseismic analysis of the Ilopango-San Vicente segment and the first numerical datings of several displaced paleosoils layers provide evidence of more than two surface-rupturing earthquakes during the past 8100 yr.

Palabras clave: Zona de Falla de El Salvador, paleosismicidad, Centroamérica, peligrosidad sísmica, falla activa.

Key words: El Salvador Fault Zone, paleoseismicity, Central America, seismic hazard, active fault.

El Salvador ha sufrido al menos 11 terremotos destructivos durante los últimos 100 años causando más de 3.000 muertes, debidas tanto al efecto directo de seísmos como de los deslizamientos inducidos (Bommer *et al.*, 2002). La zona sismogénica de El Salvador se sitúa en el segmento Cocos-Caribe de la zona de subducción centroamericana, donde las placas convergen con velocidades de 73-84 mm/a (De Mets, 2001). Es esta zona se producen dos tipos de sismicidad en función de su origen tectónico y su localización. Los mayores terremotos con Mw > 6.5 se generan en la zona de subducción a lo largo de la interfase con la placa del Caribe (Dewey y Suarez, 1991). Estos terremotos se producen a profundidades intermedias (~200 km), generando daños moderados en el continente. Los terremotos en la zona continental con magnitudes de hasta Mw 6.7 se producen a lo largo del arco volcánico salvadoreño. Estos eventos presentan carácter superficial lo que hace que, a pesar de su menor tamaño, sean más destructivos que los de la zona de subducción.

Estudios geológicos recientes han demostrado la existencia de una falla activa con movimiento de desgarre dextral y longitud superior a 150 km que atraviesa el país de este a oeste con una dirección N 100° (Fig.1). Esta estructura sería la responsable de la sismicidad destructiva de la zona volcánica: la Zona de Falla de El Salvador (ZFES) (Martínez-Díaz *et al.*, 2004). Uno de los segmentos de esta falla (segmento Ilopango-San Vicente) fue el responsable del terremoto de febrero de 2001 (Mw 6.6) que causó más de 1.000 víctimas. Este segmento aparece espacialmente relacionado con el volcán San Vicente (Fig.2) y ha controlado procesos de colapso de caldera antiguos. Hasta la fecha no se ha estudiado el registro paleosísmico asociado a esta falla con el fin de comprender su comportamiento sismogénico y su posible relación con la actividad del volcán San Vicente. En este trabajo se presenta el estudio morfotectónico realizado como fase previa del estudio paleosísmico del que se adelantan las primeras observaciones.

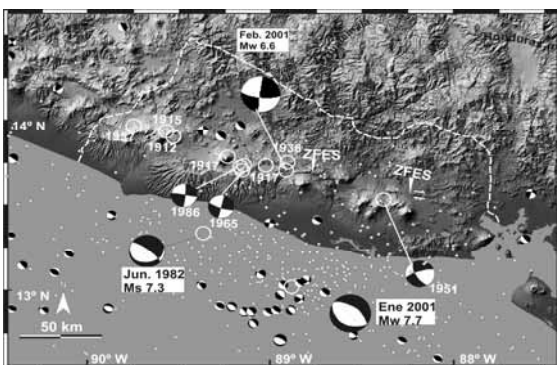


Fig.1. Imagen de RADAR-SRTM con los epicentros de terremotos históricos destructivos ocurridos en El Salvador (círculos blancos). Los puntos pequeños muestran la sismicidad de $M_s > 2.5$ para el periodo 1977-2001 tomada del catálogo USGS-NEIC. Los mecanismos focales pequeños proceden del catálogo CMT de Harvard (periodo 1977-2001) mientras que los grandes están tomados de Buforn *et al.* (2001).

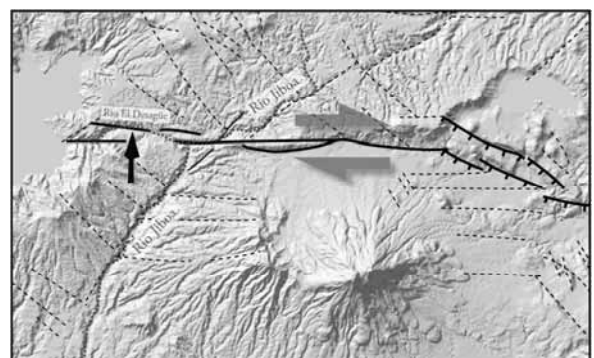


Fig.2. Esquema estructural del segmento Ilopango - San Vicente de la Zona de Falla de El Salvador. Las líneas gruesas representan las trazas de la zona de falla. Las líneas discontinuas son las fracturas tomadas de la cartografía geológica existente.

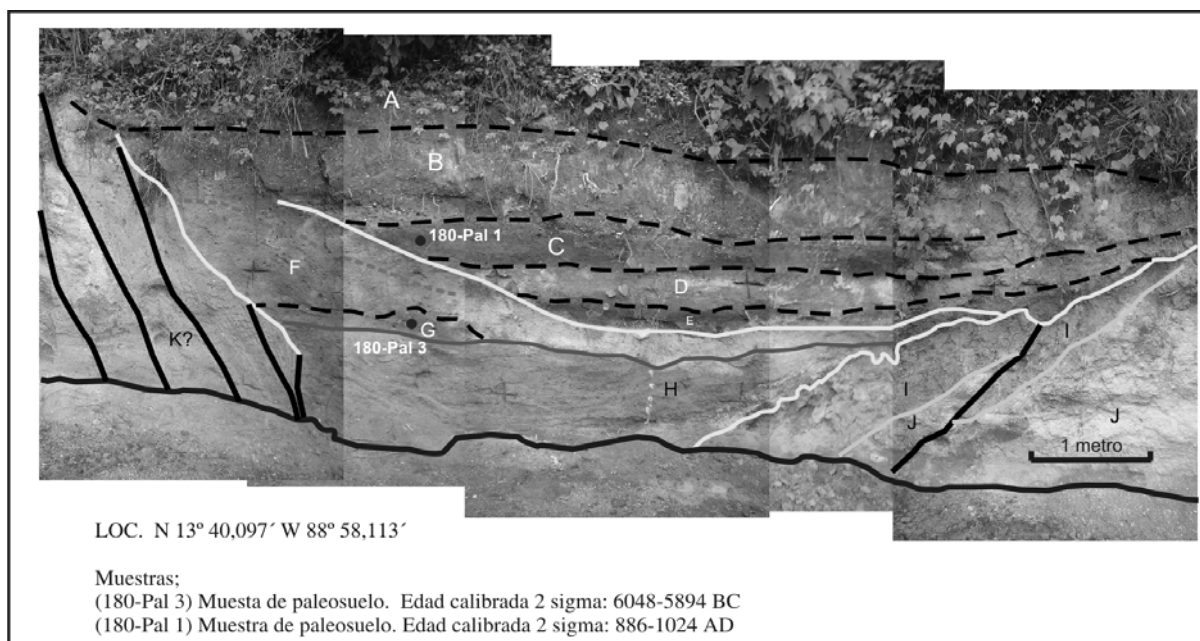


Fig.3: Interpretación de la estructura de un afloramiento de estudio paleosísmico de la ZFES junto al Río Desagüe (localización indicada con una flecha negra de la Fig. 2). Se separan con líneas discontinuas los niveles de paleosuelos. Las líneas continuas claras señalan superficies erosivas y líneas continuas oscuras las fallas identificadas. Los puntos señalan la posición de las muestras datadas.

Desde el punto de vista morfológico, el análisis del modelo digital del terreno y de la fotografía aérea nos indica que el sector central y oriental del segmento tienen una clara expresión morfológica, mostrando un escarpe de falla que afecta a materiales piroclásticos de las formaciones Cuscatlan, de edad plio-pleistoceno, y la formación San Salvador, de edad holocena. La altura del escarpe llega a ser de unos 150 m en el sector central. El desplazamiento acumulado que la ZFES ha generado en el cauce del Jiboa permite estimar un salto mínimo horizontal (dextral) de unos 800 m.

En el estudio paleosísmico preliminar del segmento Ilopango-San Vicente se han identificado varios puntos en los que la falla afecta materiales de edad reciente. En la Fig. 3 se muestra uno de esos puntos situado en una ladera del valle del río Desagüe, pocos kilómetros al Este del lago Ilopango. En este lugar la ZFES afecta a tobas volcánicas de la formación Cuscatlan y a varios niveles de paleosuelos, dos de los cuales han sido datados por carbono 14. El paleosuelo más antiguo (muestra 180-Pal 3) presenta una edad entre 6048 y 5894 cal BC y parece postdatar al menos un evento de ruptura. El paleosuelo más alto (180-Pal1) dio una edad de 886 a 1024 cal AD. La investigación preliminar realizada hasta el momento es suficiente para atestiguar la existencia de sismos recurrentes con ruptura superficial durante el Holoceno en el segmento Ilopango-San Vicente. Este segmento se habría reactivado por última vez en enero de 2001. Los resultados que se esperaban obtener del estudio detallado de este punto así como de otros observados a lo largo de la ZFES serán de gran

interés para la caracterización paleosísmica (velocidad de movimiento, intervalo de recurrencia, etc.) de una falla con gran poder destructor.

Agradecimientos: Esta investigación ha sido financiada por el proyecto de investigación TECSAL: CGL05-7456, subproyecto del proyecto coordinado ANDROS financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia. Agradecemos al SNET (Servicio Nacional de Estudios Territoriales de El Salvador) el apoyo humano y científico prestado.

Referencias bibliográficas

- Bommer, J.J., Benito, M.B., Ciudad-Real, M., Lemoine, A., López-Menjivar, M.A., Madariaga, R., Mankelov, J., Méndez de Hasbun, P., Murphy, W., Nieto-Lovo, M., Rodríguez-Pineda, C.E & Rosa, H. (2002). The El Salvador earthquakes of January and February 2001: context, characteristics and implications for seismic risk. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22, 389-418.
- Bufo, E., Lemoine, A., Udias, A., & Madariaga, R. (2001). Mecanismo focal de los terremotos de El Salvador. En: *Memorias 2º Congreso Iberoamericano de Ingeniería Sísmica* (J.M. Martínez-Guevara, ed.). Madrid, España, 115-118.
- DeMets, C. (2001). A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters*, 28, 4043-4046.
- Dewey, J.W. & Suarez, G., (1991). Seismotectonics of Middle America. En: *Neotectonics of North America* (D.B. Slemmons *et al.*, eds.,). Geological Society of America, Geology of North America, Decade map volume, 309-321.
- Martínez-Díaz, J.J., Álvarez-Gómez, J.A., Benito, B. & Hernández, D. (2004). Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geology*, 32(1), 65-68.



RASGOS MORFOLÓGICOS Y TECTÓNICOS DE UNA ERUPCIÓN VOLCÁNICA HISTÓRICA EN ISLA DECEPCCIÓN (SHETLAND DEL SUR)

J.J. Martínez-Díaz (1), R. Pérez-López (2), M. A. Rodríguez-Pascua (2), M. Béjar (1), J. Giner-Robles (2), C. Paredes (3), J.M. González-Casado (4) y R. de la Vega (3)

(1) Dpto. de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid. C/ J. Antonio Novais, 2. 28040-MADRID. jmdiaz@geo.ucm.es.
 (2) Fac.de Farmacia. Universidad San Pablo CEU. rperez.fcex@ceu.es
 (3) Universidad Politécnica de Madrid, cparedes@dmami.upm.es
 (4) Universidad Autónoma de Madrid. g.casado@uam.es

Abstract (morphotectonic features produced by an historical volcanic eruption in Deception Island, South Shetland Islands): Deception Island is a natural laboratory for morpho-tectonic and morpho-volcanic studies due to the existence of landforms completely preserved from human activity and abundant cartographic information pre and after volcanic eruptive events. The comparison of the aerial photography of 1969 with the 2003 Quickbird image, as well as the recognitions of field evidences, allowed us to identify new landforms and structures formed during the eruptive period of 1970 in the NE Post Foster bay: -1) Craters of phreatomagmatic explosions; -2) Fractures and faults formed during the eruptive process; -3) Erosive marine terraces; -4) deflections of the fluvial network. The volcanic sequence of 1970 would be coherent with a process of shallow magmatic injection controlled by active faults that interacts with superficial waters with the consequence of phreatomagmatic activity.

Palabras clave: Isla Decepción, actividad freatomagmática, actividad tectono-volcánica, geomorfología volcánica.

Key words: Deception Island, phreatomagmatic activity, tectono-volcanism, volcanic geomorphology.

La Isla Decepción se encuentra situada en el estrecho de Bransfield, depresión tectónica de carácter extensional de dirección NE-SO que separa el archipiélago de las Shetland del Sur de la Península Antártica (Fig.1). La morfología en herradura que presenta la isla se formó como consecuencia de un proceso de colapso de la parte central de un edificio previo (Barraldo y Rinaldi, 2000) generado dentro del proceso de expansión del estrecho de Bransfield, muy relacionado con un proceso de cizalla simple sinistral entre las placas de Scotia y Antártica (González-Casado *et al.*, 2000).

La isla Decepción constituye un auténtico laboratorio natural para los estudios morfo-tectónicos y morfo-volcánicos ya que: a) presenta unas formas del relieve originales sin modificación antrópica, b) existe abundante información topográfica y fotogeológica anterior y posterior a varios eventos volcánicos ocurridos en la isla (erupciones magmáticas en 1842, 1969 y primera fase de la de 1967) y erupciones freatomagmáticas en 1967 y 1970 y c) existen gran cantidad de datos estructurales y geomorfológicos de campo recogidos por este grupo de investigación y grupos previos en numerosas campañas geológicas. De entre las fases eruptivas citadas destaca la erupción freatomagmática de 1970 ocurrida en el sector NE de Puerto Foster (Fig.1). A partir de cartografías previas (López-Martínez y Serrano, 2000), datos de campo y el análisis de fotografías aéreas e imágenes anteriores y posteriores a la erupción, hemos podido reconocer los cambios morfológicos y estructurales que se generaron durante esa fase eruptiva.

El objetivo de este trabajo es doble, por un lado describir dichos cambios y analizar su interés como marcadores de eventos previos en otras zonas de la isla, y por otro lado analizar la información que estos cambios pueden aportar para conocer el mecanismo generador de la erupción, y con ello mejorar la

comprensión del comportamiento sísmico y volcánico de la isla.

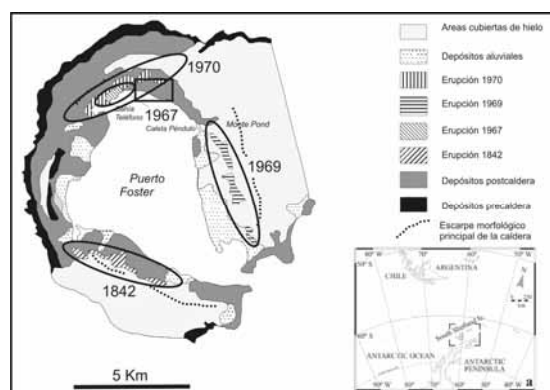


Fig.1. Mapa geológico esquemático de la Isla Decepción en el que se representa la localización de los últimos eventos volcánicos, modificado de De Rosa *et al.*, (1995).

La comparación de la fotografía aérea de 1969 con la imagen Quickbird de 2003, así como los reconocimientos de campo, nos han permitido identificar estructuras y morfologías generadas probablemente durante el evento volcánico ocurrido en el invierno de 1970 destacando: Cráteres de explosión freato-magmática; Fracturas y fallas formadas durante el proceso eruptivo; Terrazas marinas erosivas; y deflecciones de la red fluvial.

Durante la erupción se generaron al menos media docena de cráteres explosivos freato-magmáticos alineados según una dirección N 110-120. Varias fallas con salto según el buzamiento se formaron conectando estos cráteres, pero la falla de mayor tamaño se produjo al sureste de los cráteres (Fig.2). En una de las laderas que bajan hacia la costa se reactivó un plano de falla que ya existía previamente

levantando más de 20 cm el bloque sur. La ruptura se reconoce durante más de 700 m con dirección N 110. Esta falla se observa en algunos puntos de la imagen de 1968 aunque sin afectar la red fluvial que en la actualidad está claramente deformada y desviada por el escarpe de falla. En algunos sectores puede apreciarse cierta componente de movimiento en dirección. La realización de una excavación perpendicular a la falla ha permitido identificar el plano de falla que presenta un buzamiento bajo hacia el sur así como los niveles de ceniza de las erupciones de 1967 y 1970 deformados por la falla, indicando una génesis muy próxima en el tiempo con el evento eruptivo.

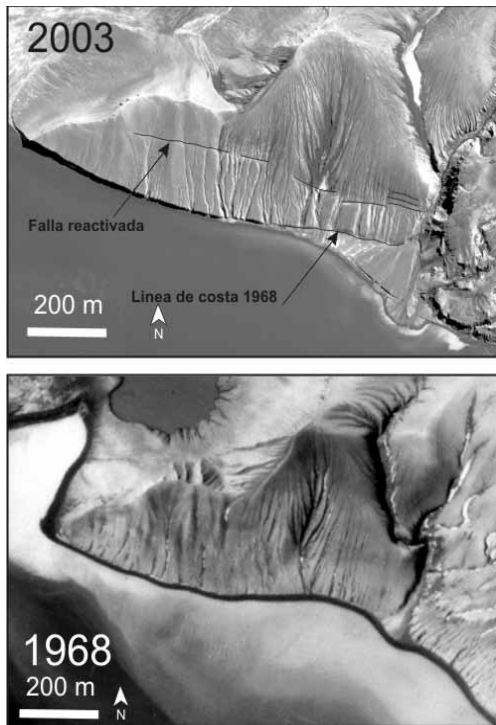


Fig. 2. Interpretación morfoestructural del sector sur de la zona eruptiva de 1970 (ver situación en figura 1b). Arriba año 2003, abajo año 1968.

Otro rasgo morfológico se aprecia a lo largo de la costa situada al SE de la zona de la erupción hacia la Caleta Péndulo (Fig. 3). Se aprecia que, sobre el drenaje de dirección ENE-OSO que baja por las laderas hacia el mar, se superpusieron canales de dirección NNE-SSO que son los que desmantelaron la capa de cenizas de la erupción, depositando numerosos conos de deyección sobre la playa. Esta dirección más norteada de los canales sería coherente con un basculamiento de la costa debido a un levantamiento relativo de la zona NO respecto de la SE. De hecho la imagen Quickbird muestra también la existencia de una terraza erosiva que disminuye de altura hacia el SE, debido a un levantamiento mayor de la zona de la erupción. Este levantamiento es coherente con el cambio de posición de la línea de costa observado entre las imágenes de 1968 y 2003.

El conjunto de rasgos observado indica que durante el periodo eruptivo, además de las estructuras y morfologías propias de la erupción, se generaron fracturas y fallas en el entorno de la misma, así como un levantamiento del terreno que disminuye gradualmente hacia el sur. La fracturación asociada

a eventos freato-magmáticos es relativamente frecuente debido a los colapsos y asentamientos que se producen a causa del defecto de material en niveles someros de la corteza, al ser este expulsado al exterior. En este caso, además, existen algunos indicios que apoyan la existencia de una componente tectónica añadida como son la componente direccional del movimiento en la falla y la ocurrencia de sismicidad importante antes de la erupción de 1967. Se produjo un *mainshock* claro que causó daños importantes en la Base Argentina Decepción y que dio inicio a un periodo eruptivo que duró hasta 1970. El levantamiento sin eruptivo de la costa sería coherente con procesos de inyección magmática en niveles superficiales de la corteza controlados por fallas preexistentes activas, que alimentó la erupción y que explicaría los rasgos morfológicos descritos. La observación tanto en la trinchera excavada en la falla como en la sucesión de terrazas erosivas a lo largo de la costa E y NE de Pto. Foster indican una recurrencia de estos procesos de levantamiento y fracturación asociados con eventos volcánicos.

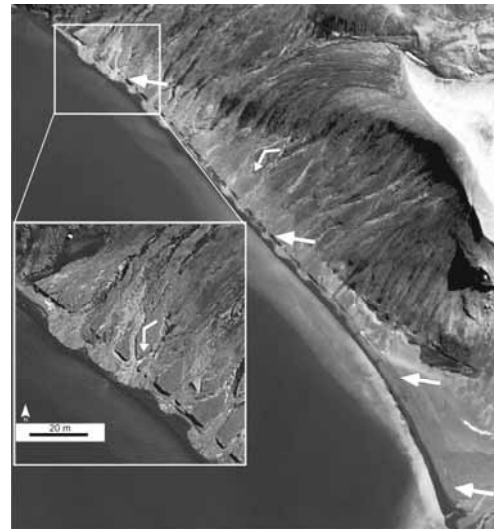


Fig. 3. Imagen Quickbird de la costa entre la zona de la erupción de 1970 y caleta Péndulo. Las flechas marcan la posición de la terraza de erosión mayor.

Agradecimientos: Este trabajo forma parte del proyecto FALLADEC (CGL2005-24148-e/ant) financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias bibliográficas

- Baraldo, A. & Rinaldi, C.A., (2000). Stratigraphy and structure of Deception Island, South Shetland, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 785-796.
- González-Casado, J.M., Giner-Robles, J.L. & López-Martínez, J. (2000). Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: not a normal backarc basin. *Geology*, 28, 1043-1046.
- De Rosa, R., Mazzuoli, R., Omarini, R.H., Ventura, G. & Viramonte, J.G. (1995). A volcanological model for the historical eruptions at Deception island (Bransfield Strait Antarctica). *Terra Antarctica* 2 (2), 95-101.
- López-Martínez, J. & Serrano, E. (2002). Geomorphology, supplementary text. En: *Geology and geomorphology of Deception Island* (Smellie, J.L., López-Martínez, J. et al., eds.). Sheets 6-A and 6-B, 1:25000. BAS. *GEOMAP Series*. Cambridge: *British Antarctic Survey*, 31-39.



COLAPSOS COSÍMICOS Y PALEOSISMICIDAD EN LA SIMA DE BENIS (CIEZA, SE ESPAÑA), ASOCIADOS AL TERREMOTO DE MULA (1999; VII MKS; $m_b = 4,8$)

R. Pérez-López (1), J.J. Martínez-Díaz (2,; M.A. Rodríguez-Pascua (1), P.G. Silva (3), J.L. Giner-Robles (1), M. Bejar (2), A. Marcos-Nuez (4) y J.P. Calvo (5)

- (1) Dpto. CC Ambientales y Recursos Naturales. Fac.de Farmacia. Universidad San Pablo CEU. Campus Montepríncipe. Ctra. Boadilla del Monte, km 5,300. Madrid, 28668. rperez.fcex@ceu.es; marodpas@ceu.es; jlginer@ceu.es
 (2) Dpto. de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid. jmdiaz@geo.ucm.es, martabejar@geo.ucm.es
 (3) Dpto. de Geología. Universidad de Salamanca. Escuela Politécnica Superior de Ávila, pgsilva@usal.es
 (4) Grupo Especial de Rescate en Altura. Protección Civil. Comunidad de Madrid. Email: amarcos@pompier.es
 (5) Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas. Madrid. jcalvo@igme.es

Abstract (Coseismic collapses attributable to the paleoseismicity within the Benis Cave (Cieza, Southeastern of Spain) in relationship with the Mula earthquake, 1999; VII MKS; $m_b = 4.8$): In this work we present the first conclusions obtained from the morphotectonic and seismotectonic analysis of the Benis Cave (Cieza, SE of Spain). Both analyses provide new descriptions of seismic structures formed during a known instrumental earthquake and a new type of paleoseismic feature or seismothem (a migrating coral flowstone). From the last seismothem, at least two paleoearthquakes have been identified within the cave. During the Mula earthquake ($m_b = 4.8$, MSK VII, 1999), a massive collapse of metric blocks at -156m was reported. This direct effect caused by a low magnitude earthquake shows the high sensitivity of caves to seismic shaking in this area.

Palabras clave: paleosismicidad, espeleosismología, terremoto de Mula 1999, Cordillera Bética, Murcia.

Key words: paleoseismicity, espeleoismology, 1999 Mula earthquake, Betic Cordillera, Murcia, Spain.

Localización y descripción de la Sima de Benis

La Sima de Benis, localizada a 10 km al SE de Cieza, constituye la sima más profunda de la Comunidad Murciana (-213 m). Sus coordenadas son (UTM, 30N) X: 645220, Y: 4243248, apareciendo a una altura de 460 m.s.n.m.

Esta sima se incluye en la denominada Sierra de Benis, un macizo carbonatado de edad Paleoceno-Eoceno inferior, del Prebético Interno de la Cordillera Bética (Jerez-Mir *et al.* 1972). Estructuralmente constituye un anticlinal con depresiones menores de rellenos cuaternarios.

La estratigrafía de los materiales carbonatados donde se desarrolla la cueva de Benis presenta dos unidades principales, (1) carbonatos cretácicos (dolomías, calizas blancas, margas y margocalizas) y (2) carbonatos masivos terciarios, éstos últimos concordantes con el Cretácico superior de la cueva.

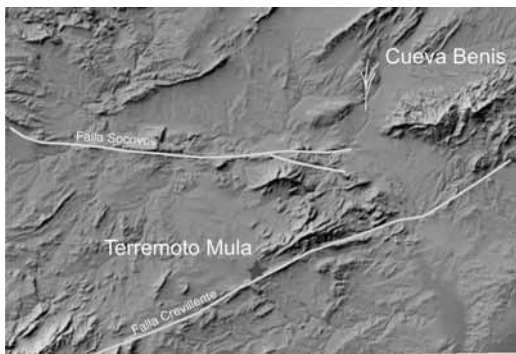


Fig.1. Localización sobre un MDT del terremoto de Mula (1999), la Falla de Crevillente, la Sima de Benis y de los segmentos de falla activos asociados a la Sierra de Benis

Sismotectónica del terremoto de Mula (1999, $m_b = 4.8$; VII MSK)

El terremoto de Mula (2-2-1999) ocurrió 28 km al SO de la Sima de Benis, con una magnitud $m_b = 4,8$ y una intensidad MSK estimada entre VI-VII (IGN, 1999). Según el análisis de la distribución de intensidades (MSK) asociadas al evento, la intensidad en la zona de la cueva fue menor a V (Martínez-Díaz *et al.* 2002) El área epicentral se localizó al sureste de la Cordillera Bética, una zona de baja a moderada actividad sísmica con magnitudes de terremotos inferiores a 5,0 (m_b). Sin embargo, la sismicidad histórica en el entorno muestra valores de terremotos MSK X (Torrevieja, 1829) y varios terremotos con MSK III dentro de la Cuenca del Segura (Fig.1).

Se han propuesto dos mecanismos focales distintos como generadores del terremoto. Buforn y Sanz de Galdeano (2001) obtuvieron un mecanismo inverso partir del estudio de las polaridades de la sacudida principal y de las réplicas detectadas, mientras que Mancilla *et al.* (2002) interpretaron un mecanismo focal en desgarre para una fuente a 12,5 km de profundidad, mediante la técnica de inversión del momento sísmico. La profundidad hipocentral calculada por el IGN oscila entre 4 y 5 Km.

Debido a la baja magnitud de dicho terremoto, los parámetros sismológicos presentan una incertidumbre elevada. La interpretación geológica del terremoto unida a un estudio de interferometría de radar (INSAR) llevado a cabo por Martínez-Díaz *et al.* (2002), apoyan como fuente sísmica una ruptura superficial de dirección NE-SO y componente de desgarre coherente con la Falla de Crevillente

Análisis paleosísmico de la Sima de Benis

La espeleosismología representa una nueva rama de la paleosismología que analiza el registro sísmico en cuevas y terrenos kársticos (Becker *et al.* 2006). En estos ambientes los terremotos generan los siguientes tipos de estructuras: estructuras destructivas: espeleotemas rotos, colapso de bloques, etc, y estructuras constructivas: anomalías en el crecimiento de espeleotemas, etc.

La Sima de Benis sufrió un colapso masivo de bloques (máximo 1m^3) a -156 m , en la denominada Sala del Caos, en relación con el terremoto de Mula de 1999 (Fig.2). A. Salmerón, Presidente de la Federación Murciana de Espeleología y autor de la topografía de la sima, descendió hasta la parte terminal pocos días después de la sacudida principal. A partir de su observación directa, documentó que una galería menor había sido completamente colapsada.

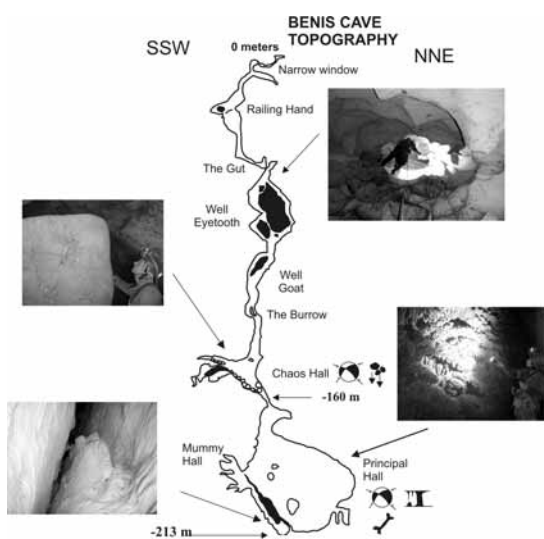


Fig.2. Sección topográfica de la Sima de Benis (A. Salmerón, 2000) y relación con estructuras paleosísmicas.

La Sala del Caos (-156 m) se desarrolla a favor del contacto entre las calizas blancas con las margas del Cretácico superior. Este contacto se encuentra afectado por planos de fallas con un nivel de roca de falla de espesor cercano a un metro. A partir de esta sala, el desarrollo vertical de la sima aparece controlado por planos de fallas estriados con un desarrollo vertical observable de -58 m . Esta sala presenta pocos espeleotemas, solamente pequeñas concreciones de calcita de tamaño centimétrico. Sin embargo, a partir de este punto, los pozos se desarrollan a favor de planos de falla estriados en el bloque hundido, mientras que en el plano de falla en el bloque levantado se desarrollan espectaculares corales (*pop-corn*).

Análisis poblacional de fallas en la cueva

A partir de siete datos estructurales medidos directamente sobre diferentes planos de falla, se ha determinado el estado de la deformación post-deposicional. En concreto se aplicó el Método de los Diedros Rectos (Angelier y Mechler, 1977) y el Modelo de Deslizamiento (Reches, 1983) al análisis

de planos de falla estriados. Estas estrías aparecen en el plano de falla de la *Sala del Caos* y la *Sala Principal* (-213 m). La Fig.3 muestra los resultados preliminares de dicho análisis, con una orientación de (ey) NNO-SSE, estado de deformación de tipo desgarre con componente normal, compatible con la orientación principal del plano de falla de la *Sala Principal* (NNE-SSO).

Conclusiones

El estudio estructural y paleosísmico preliminar de la Sima de Benis indican que en ambientes endokársticos existe un amplio potencial científico en el estudio de evidencias de efectos cosísmicos de fallas activas de la región. Los resultados del análisis de la deformación coinciden con los mecanismos focales obtenidos por diversos autores de la crisis sísmica de Mula, con un tensor en desgarre donde ey está orientado NNO-SSE.

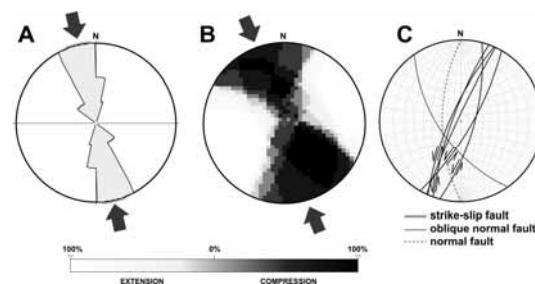


Fig.3. Resultados del Análisis Poblacional de Fallas y orientación de máximo acortamiento horizontal (ey). El tensor de deformación obtenido es compatible con el tensor de esfuerzos del terremoto de Mula obtenido por Mancilla *et al.*, 2002

Agradecimientos: Quisiéramos agradecer a Antonio Salmerón toda la información preliminar que dio lugar a este estudio, a Eva González por liderar la campaña espeleológica a Benis y a Emilio Usaola por su ayuda en la toma de datos. Este trabajo forma parte del proyecto ACTISIS (CGL2006-05001-BTE) financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias bibliográficas

- Angelier, J. & Mechler, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisables en tectonique et en sismologie. *Bull. Soc. Géologique de la France*, 9, 1309-1318.
- Becker, A., Davenport, C.A., Eichenberger, U., Gilli, E., Jeannin, P.Y. & Lacave, C. (2006). Speleoseismology: A critical perspective. *J. of Seismology*, 10(3), 371-388.
- Bufo, E. & Sanz de Galdeano, C. (2001). Focal Mechanism of Mula (Murcia, Spain) earthquake of february 2, (1999). *J. of Seismology*, 5, 277-280.
- IGN (1999). Serie sísmica de Mula (Murcia). Segundo Informe General. IGN, Madrid, 35 pp.
- Jerez Mir, L., Jerez Mir, J. & García-Monzón G. (1972). *Mapa geológico de España E. 1:50.000. Serie MAGNA (IGME)*. Hoja de Mula, nº: 912
- Mancilla, F.L., Ammon, C.J., Herrmann, R.B. & Morales, J. (2002). Faulting parameters of the 1999 Mula Earthquake, Southeastern Spain. *Tectonophysics*, 354, 139-155.
- Martínez-Díaz, J.J., Rigo, A., Louis, L., Capote, R., Hernández-Enrile, J.L., Carreño, E. & Tsige, M. (2002). Caracterización geológica y sismotectónica del terremoto de Mula (febrero de 1999, Mb:4.8) RADAR (INSAR) (2002). *Bol. Geol. y Min.*, 113(1), 23-33.
- Reches, Z. (1983). Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. *Tectonophysics*, 95, 133-156.



CALIBRACIÓN DE LA CONSTANTE DE DIFUSIÓN (K_0) PARA LA DATACIÓN DE ESCARPES COSÍSMICOS: APLICACIÓN AL TERREMOTO DE ALBORAX (ALBACETE, SE ESPAÑA)

R. Pérez-López (1); M.A. Rodríguez-Pascua (1); J.L. Giner-Robles (1); J.P. Calvo (2); V.H. Garduño-Monroy (3); I. Israde-Alcantara (3) y J. Bischoff (4)

(1) Dpto. CC Ambientales y Recursos Naturales. Fac.de Farmacia. Universidad San Pablo CEU. Campus Montepríncipe. Ctra. Boadilla del Monte, km 5,300. 28668-Madrid. rperez.fcex@ceu.es; marodpas@ceu.es

(2) Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas. Madrid. jpcalvo@igme.es

(3) Dpto. de Geología. Universidad Michoacana San Nicolás de Hidalgo. Morelia. Méjico. vhgm_picho@yahoo.com.mx

(4) Laboratory of Geochronology. USGS. Menlo Park. California, USA. jbischoff@usgs.gov

Abstract (Calibration of the diffusion constant (k_0) for dating coseismic fault scarps by using the diffusion equation: application to the Alborax earthquake, Albacete, SW Spain): The diffusion equation was formulated to estimate the age of fault scarps. This technique is rather simple, taking into account the degradation of the unconsolidated scarp with the time. The Tobarra-Cordovilla segment consists in a surface rupturing associated to undated paleoearthquakes. This segment configures a graben basin with normal faults affecting Quaternary deposits. Preliminary study of the paleoearthquake indicates a magnitude greater than 5.5. As a primary approach, we have applied the Diffusion Equation in order to delimitate the age interval of occurrence. However, the diffusion constant for such equation (K_0) is only calibrated for arid environmental. Therefore, we have introduced a new equation to obtain the K_0 -value according the fault throw, the erodability and the apparent density of the unconsolidated faulted sediment.

Palabras clave: escarpe de falla, ecuación de difusión, datación, terremoto Alborax, Albacete.

Key words: fault scarp, diffusion equation, dating techniques, Alborax earthquake, Albacete, Spain.

La ecuación de difusión consiste en un método de datación morfométrico para obtener la edad de escarpes de falla no consolidados, modificados mediante procesos geomorfológicos actuales (Andrews y Bucknam, 1987). Este método es muy simple en su formulación, puesto que solo considera la tasa temporal de denudación de un escarpe de falla atendiendo a las propiedades del sedimento, la geometría del escarpe y a la climatología de la zona.

La ecuación de Andrews y Bucknam (1987) se define:

$$t = t' \cdot (SO)^2 / K_0 \quad [1]$$

Donde t es el tiempo en millones de años, t' es la constante de dimensionalidad del escarpe, SO es el salto vertical del escarpe y K_0 la constante de difusión del escarpe.

La constante de difusión (K_0) es el valor clave para la calibración de la velocidad del proceso, para obtener valores aproximados de la edad de dicho escarpe.

Este trabajo define la siguiente ecuación para la determinación de la constante K_0 :

$$K_0 = (T \times K^*) / \rho_a \quad [2]$$

Donde ρ_a es el valor de densidad aparente de la marga: $1,37 \text{ gr/cm}^3$ (Martínez-Mena *et al.*, 2001), K^* el valor de erosionabilidad (Cerdá, 2001) para terrenos de margas con matorrales en España: $2,36 \text{ Tm/Ha} \times \text{año}$ y T la altura del escarpe de falla.

En este trabajo, hemos aplicado dicha ecuación para estimar la edad del escarpe asociado a la Falla de Tobarra-Cordovilla (Albacete), atribuido al Terremoto de Albox (Fig.1)(Rodríguez-Pascua *et al.*, 2005). La figura 2 representa una cartografía de detalle de la zona con los múltiples segmentos de ruptura

superficial y la localización de los perfiles topográficos donde se aplicó la ecuación [1].

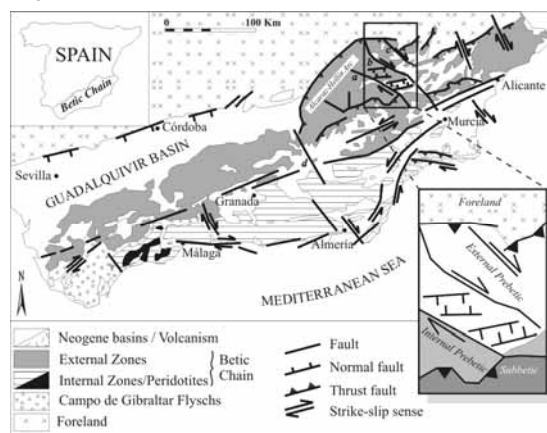


Fig. 1. Esquema tectónico y de grandes unidades geológicas de la zona de estudio. Segmento activo Tobarra-Cordovilla, de la Falla de Pozohondo. (Albacete).

Perfil P1

Descripción: Falla normal de Pozohondo, segmento Tobarra-Cordovilla. Longitud de ruptura medida en campo, 1,5 km limitado por cultivos, falla normal NO-SE, con buzamiento hacia el SO. Salto máximo estimado 1,9 m; salto medio, 0,4 m. Aparecen estrías sobre el plano de falla.

Paisaje: Escarpe de falla sobre material no consolidado, calizas oncolíticas y tobas, margas con desarrollo de suelo y horizontes edáficos no clasificados. Vegetación de matorral. Escaso desarrollo de la red de drenaje, presencia de terreno cultivado (cereal).

Constantes:

- K_{01} = 0,046 m²/ka. Cte. de difusión utilizada en el desierto de Atacama, clima hiperárido (González y Carrizo, 2003). Edad del escarpe de 19.334 años.
- K_{02} = 0,1 m²/ka. Cte. de difusión utilizada en las terrazas fluviales del Desierto del Negev, Israel, interfase clima árido/semiárido (González y Carrizo, 2003). Edad obtenida de 8.893 años.
- K_{03} = 0,46 m²/ka. Cte. difusión mínima de la provincia extensional del *Basin and Range*. Clima semiárido (Mc Calpin, 1996). Edad de 1.933 años.
- K_{04} = 0,51 m²/ka. Cte. de difusión máxima para las *Basin and Range*. Clima semiárido (Mc Calpin, 1996). Edad de 1.744 años.
- K_{05} = 1,72 m²/ka. Obtenido a partir de la ecuación [2] edad de 517 años.

Perfil P4

Descripción: Falla normal antitética de Pozohondo, segmento Tobarra-Cordovilla. Longitud de ruptura medida en campo, 800m, limitado por cultivos, falla normal NO-SE, buzamiento hacia el NE. Salto máximo estimado 1,4 m; salto medio, 0,6 m. Salto del último movimiento entre 0,4 y 0,6 metros, con apertura y fenómenos de disolución. *Free-face* irregular dentado con reflejo especular entre el bloque hundido y el bloque levantado. Escarpe cosísmico, magn. estimada a partir del salto: Mw 6,3.

Paisaje: Escarpe de falla sobre material no consolidado, margas con desarrollo de suelo y horizontes edáficos no clasificados. Vegetación de matorral con algún pino aislado. Escaso desarrollo de la red de drenaje, presencia de lagos naturales permanentes, terreno cultivado (cereal) y desecado.

Constantes:

- K_{01} = 0,046 m²/ka, desierto de Atacama, clima árido (González y Carrizo, 2003). Edad del escarpe de 21.019 años.
- K_{02} = 0,1 m²/ka, terrazas fluviales de Negev, Israel, interfase clima árido/semiárido (González y Carrizo, 2003). Edad de 9.669 años.
- K_{03} = 0,46 m²/ka. *Basin and Range*, clima semiárido (Mc Calpin, 1996). Edad de 2.102 años.
- K_{04} = 0,51 m²/ka, *Basin and Range*, clima semiárido (Mc Calpin, 1996). Edad de 1.896 años.
- K_{05} = 1,72 m²/ka. Obtenido a partir de la ecuación [2]. Edad de 562 años.

Conclusiones

Es difícil saber con exactitud mediante la ecuación de difusión la edad de los escarpes estudiados en el segmento Tobarra-Cordovilla. Para calibrar dicha datación, es necesario calibrar la velocidad del proceso de degradación con dataciones absolutas, por ejemplo ¹⁴C, U-Th de los materiales de relleno de los lagos actuales y de los escarpes de falla, respectivamente. En cualquier caso, los valores obtenidos, tanto para la falla principal como para la falla antitética muestran un intervalo total entre ca.500 y 21.000 años.

El subrango que se obtiene entre 8.000 y 21.000 años, viene determinado por el uso de una constante de difusión típica de climas hiperáridos (desierto de Atacama). Este valor tan bajo de degradación descarta por sí solo este rango de valores, por lo que estos escarpes son posteriores a 8.000 años. Por otro lado, los valores de K_0 para la zona de *Basin*

and Range, (EEUU), se obtuvieron en zonas cuya precipitación anual media es < 25,4 cm, menor que la registrada en Albacete (35,5 cm) para el mismo periodo de tiempo (1991-2000). Esto implica que tomando el valor de K_0 mayor (0,51 m²/ka), obtendríamos una edad para el escarpe menor de 1.800 años. Aplicando los valores de tasa de erosión del suelo en España (registro medio), para un suelo margoso con matorral, y atendiendo a la densidad relativa de las margas, la edad del escarpe último sería de ca.570 años. En consecuencia, aparecería un terremoto de magnitud Mw>5 en el registro histórico. Sin embargo, actualmente no existe registro histórico de un terremoto de tal magnitud en la zona, atendiendo a que debió ocurrir, incluyendo el error, entre el año 1.400 AD y 1.500 AD. Se sabe que Hellín se establece en el año 773 AD; el Tolmo de Minateda de la edad de bronce; Tobarra antes del 1.269 AD; Cordovilla edad desconocida; Alcaraz, 1.231 AD; Socovos, pre-romano; Lietor, islámico y Pozohondo, de la edad de bronce. Actualmente, se desconoce actividad sísmica alguna que haya quedado escrita en la historia o archivada en el registro arqueológico de estas localidades.

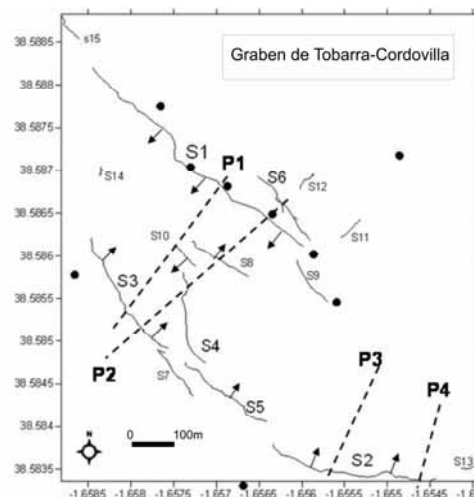


Fig.2. Cartografía GPS de las rupturas superficiales del segmento de Tobarra-Cordovilla (Rodríguez-Pascua et al., 2005).

Agradecimientos: Este trabajo forma parte del proyecto ACTISIS (CGL2006-05001-BTE) financiado por el MEC.

Referencias bibliográficas

- Andrews, D.J. & Buckman, R.C. (1987). Fitting degradation of shoreline scarps by a model with nonlinear diffusion. *J. Geophys. Res.*, 92, 12,857-12,867.
- Cerdá, A. (2001). La erosión del suelo y sus tasas en España. *Ecosistemas*, 3: 1-16.
- Martínez-Mena, M., Abadía, R., Castillo, V. & Albaladejo, J. (2001). Experimental design with a rainfall simulator to study the erosion changes within storm. *Cuaternario y Geomorfología*, 15 (1-2), 30-43.
- González, G. y Carrizo, D. (2003). Segmentación, cinemática y cronología relativa de la deformación tardía de la Falla Salar del Carmen, Atacama. *Rev. Geol. Chile*, 30 (2), 223-244.
- McCalpin, J. (1996). *Paleoseismology*. Academic Press, San Diego, 588 pp.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López & J.P. Calvo. (2005). Morphological evidence of superficial ruptures affecting Plio-Quaternary lacustrine sediments (Tobarra, Albacete, SE Spain) generated by earthquakes with magnitudes greater than 5.5. *Sixth International Conference on Geomorphology*. Zaragoza, Spain, 272.



REVISIÓN DE LA EDAD DEL VOLCANISMO EN LA REGIÓN VOLCÁNICA CENTRAL DE ESPAÑA: EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS DE ACTIVIDAD VOLCÁNICA CUATERNARIA

M. A. Poblete (1) y J. Ruiz (1)

(1) Dpto. Geografía, Universidad de Oviedo, Avda. Tte. Alfonso Martínez, s/n. 33011- Oviedo. mpoblete@uniovi.es

Abstract (Revision of the age of volcanism in the Central Spanish Volcanic Field: Geomorphological evidences of quaternary volcanic activity): We revise the age of eruptive activity in the Central Spanish Volcanic Field. This volcanic field has 256 volcanoes and covers an area of 3,922 km² in the province of Ciudad Real. By tephrochronological and morphoeruptive analysis, specially through the interferences between slope, fluvial and eruptive processes, we have identified 16 volcanoes whose relative ages range between the late Pleistocene and Holocene. Such volcanoes are maar of La Posadilla, maar of El Portillo, Malos Aires, maar of Los Espejuelos, Cerrajón de la Puebla, maar of Cuelgaperros, Coscoja, Columba, Cerro de Las Cuevas, Los Tontos, Atalaya I and II, Las Yeguas, Mesa del Villar, Alto de La Quintería and El Molino. The most recent eruptive processes are holocenes and have been recorded in the volcanoes Mesa del Villar, Alto de La Quintería, El Molino and probably in Columba.

Palabras clave: Volcanes cuaternarios, evidencias geomorfológicas, tefrocronología, Región Volcánica Central de España

Key words: Quaternary volcanoes, geomorphological evidences, tephrochronology, Central Spanish Volcanic Field

La Región Volcánica Central de España, situada en el extremo meridional de la Submeseta Sur, concretamente en la provincia de Ciudad Real, dispone de un total de 256 volcanes dispersos sobre una superficie aproximada de 3.922 km² (Fig.1). Casi el 79% de los aparatos eruptivos, esto es, 202 se hallan localizados en el Campo de Calatrava, mientras que el resto se reparten entre Sierra Morena (11%), Montes de C. Real (8%), La Mancha (1%) y Montes de Toledo (1%). Tales aparatos se agrupan en torno a una red de alineaciones entrecruzadas cuya máxima longitud es de unos 100 km y de rumbo NNO-SSE y ONO-ESE las principales; mientras que las subordinadas se agrupan en dirección NNE-SSO y NO-SE, siguiendo en definitiva fracturas de orden regional que sesgan el zócalo hercínico. Por último, la Región Volcánica Central de España se caracteriza por la alcalinidad del magma, la escasa distensión cortical, una actividad volcánica discontinua en el tiempo y dispersa espacialmente; esto es por unos rasgos tectovolcánicos que ponen de manifiesto que se trata

de un volcanismo intraplaca asociado a un rift continental incipiente o abortado (López-Ruiz *et al.*, 1993).

En cuanto a la edad de la actividad volcánica, cuyo desarrollo en el tiempo es discontinuo, se han distinguido mediante dataciones radiométricas de K-Ar dos grandes etapas: una que se inicia en el Mioceno superior (de 8,5 a 6,5 Ma.), de escasas repercusiones morfológicas y de carácter ultrapotásico; y otra de mayor capacidad morfológica que se prolonga desde el Plioceno inferior (4,5 Ma.) hasta el Pleistoceno inferior (1,7 Ma. para el volcán de la Atalaya, Ancochea, 1983). Por otro lado, a través de criterios estratigráficos se estableció una cronología relativa de las etapas caecidas durante la sedimentación neógena y cuaternaria: la EV1 que transcurre entre finales del Mioceno superior y comienzos del Plioceno inferior, de la que sólo se conservan depósitos freatomagmáticos interestratificados. Por el contrario, en la EV2, acontecida a finales del Plioceno inferior, se originan maars con subsidencia pericratérica; la EV3 se desarrolla entre el Villafranquense inferior-medio marcando el fin de las manifestaciones hidromagmáticas ocurridas en las subcuencias endorreicas; y, por último, la EV4 tiene lugar entre el Pleistoceno inferior y medio, por cuanto que cenizas y depósitos de oleadas piroclásticas del Cerrajón de la Puebla y del Maar de Cuelgaperros respectivamente fosilizan diversos niveles de terrazas del río Jabalón (Poblete, 1995). Recientemente, mediante K-Ar se ha obtenido una edad de 1,3 Ma. para la colada lávica situada en la N-420 de Ciudad Real a Puertollano, en concreto, a 1 km al sur de Poblete y por secuencia magnetoestratigráfica 0,7 Ma. de años para el maar de los Espejuelos, edificio desde el cual se emitió dicha colada (Gallardo *et al.*, 2002).

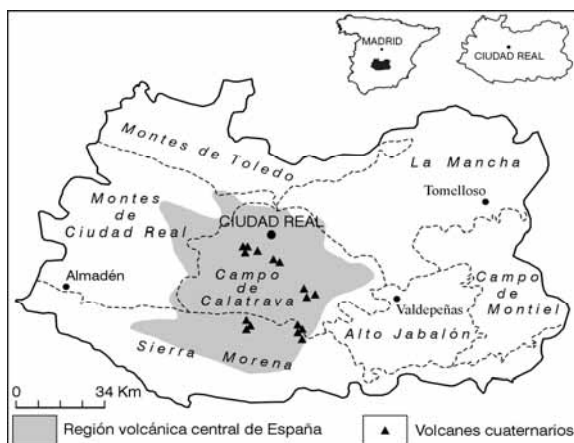


Fig.1. Localización de los volcanes cuaternarios de la Región Volcánica Central de España.

En este trabajo a través de análisis tefrocronológicos y morfoeruptivos, en especial, a partir de las

interferencias entre la actividad volcánica, la dinámica de vertientes y el modelado fluvial, hemos identificado 16 aparatos volcánicos de edad cuaternaria. Estos volcanes se hallan localizados fundamentalmente en las cercanías de las márgenes de los ríos Guadiana, Jabalón y Ojaillén-Fresnedas. La edad relativa de estos edificios oscila entre el Pleistoceno inferior y el Holoceno, puesto que las coladas lávicas, los depósitos piroclásticos y las oleadas piroclásticas no solo fosilizan distintos niveles de glacia detriticos y de terrazas fluviales; sino incluso coluviones y hasta desvían la trayectoria de los cauces (Tabla 1). Cabe destacar los centros eruptivos del Molino, La Mesa del Villar y el Alto de la Quintería, situados en las márgenes del río Ojaillén, que han emitido diversas coladas lávicas, las cuales se han desplazado valle abajo y han quedado colgadas a +10, +5, +2 y +1 m del cauce y han originado sucesivos meandros, al desviar el trazado reciente del talweg. Así pues, los volcanes de La Mesa del Villar, el Molino y el Alto de la Quintería han tenido actividad a lo largo del Pleistoceno superior y el Holoceno. Otro ejemplo es el volcán de Columba situado en el extremo oriental del Campo de Calatrava. Se trata de un edificio estromboliano coronado por un cráter circular, desde el cual se emiten varias coladas lávicas pahoehoe que no sólo fosilizan las terrazas fluviales +15 y +5-6 m del río Jabalón, sino que incluso interceptan perpendicularmente la escorrentía hídrica, actuando como barreras naturales que obstruyen el río y lo represan durante un largo periodo de tiempo.

Como resultado del encharcamiento, esto es, de la formación de una amplia zona lacustre el volcán Columba termina la actividad volcánica con una fase muy explosiva y pulsadora de carácter hidromagmático. La edad relativa de este centro eruptivo hay que situarla como mínimo entre el Pleistoceno medio y el Pleistoceno superior, sin que se descarte una actividad holocena. En la actualidad, como última manifestación de la actividad volcánica hay manantiales termales conocidos como "hervideros", debido a las emanaciones de anhídrido carbónico. Según nuestras estimaciones la exhalación de gas carbónico en los manantiales de Fuente Agría de Puertollano, Villafranca, Chorrillo, San Cristóbal, Pisada de la Vaca, Los Baños de Villar del Pozo, Colodrilla I y II ascendió en el año 1980 a 217.520 kg, esto es, a más de 217 Tm.

Referencias bibliográficas

- Ancochea, E. (1983). *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España central*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 675 pp.
- Gallardo, J.L., Ancochea, E. & Pérez-González, A. (2002). Secuencia magnetoestratigráfica y edad de los materiales volcánicos y sedimentarios de Poblete (Ciudad Real). *Geogaceta*, 32, 35-38.
- López-Ruiz, J., Cebría J.M., Doblas, M., Oyarzun, R., Hoyos, M. & Martín, C. (1993). Cenozoic intra-plate volcanism related to extensional tectonics at Calatrava, centra Iberia. *Journal of the Geological Society*, 150, 915-922.
- Poblete, M.A. (1995). *El relieve volcánico del Campo de Calatrava*. Ed. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha y Dpto. de Geografía de la Universidad de Oviedo, Gijón, 467 pp.

NOMBRE	SUBREGIÓN	LATITUD	LONGITUD	ALTURA	TIPO DE VOLCÁN	TÉCNICAS DE DATACIÓN		EDAD	STATUS
						ABSOL	RELATIVAS		
La Posadilla	Campo de Calatrava	N 8°56'16"	W 4°03'14"	760-640 m	Maar	-----	GM y T (fosiliza T + 6 m del Guadiana)	Pleistoceno superior	Manantiales termales y emisiones CO2
El Portillo	Campo de Calatrava	N 8°56'14"	W 4°02'40"	760-750 m	Maar	-----	GM y T (fosiliza coluviones)	Pleistoceno superior	Manantiales termales y emisiones CO2
Malos Aires	Campo de Calatrava	N 8°55'34"	W 4°02'56"	660 m	Estromboliano	-----	GM, A y T (fosiliza glacia de acumulación)	Pleistoceno inferior	Manantiales termales y emisiones CO2
Los Espejuelos	Campo de Calatrava	N 38°55'30"	W 3°50'21"	640-630 m	Maar	M y K	-----	700.000 BP	-----
Cuelgaperros	Campo de Calatrava	N 38°53'25"	W 3°55'08"	640-600 m	Maar	-----	GM y T (fosiliza T + 20 m del Jabalón)	Pleistoceno medio?	-----
Cerrajón de la Puebla	Campo de Calatrava	N 38°53'09"	W 3°53'52"	650 m	Domo exógeno	-----	GM y T (cenizas en T + 8 m del Jabalón)	Pleistoceno medio-superior	-----
Coscoja	Campo de Calatrava	N 38°47'30"	W 3°47'07"	774 m	Estromboliano	-----	GM, A y T (fosiliza glacia de acumulación)	Pleistoceno inferior	Manantiales termales y emisiones CO2
Columba	Campo de Calatrava	N 38°45'32"	W 3°46'16"	736 m	Estromboliano	-----	GM y T (obtura al Jabalón, fosiliza T + 15 y T + 5-6 m e invierte el orden de las terrazas aguas arriba)	Pleistoceno medio, superior y Holoceno?	Manantiales termales y emisiones CO2
Cerro de las Cuevas	Campo de Calatrava	N 38°46'12"	W 3°44'15"	671 m	Domo exógeno	-----	GM y T (fosiliza T + 20 m del Jabalón)	Pleistoceno medio?	Manantiales termales y emisiones CO2
Atalaya I	Campo de Calatrava	N 38°38'52"	W 3°47'59"	1.118 m	Domo exógeno	K	GM y T (colada formando un interfluvio por incisión de barrancos)	1.750.000 BP	-----
Atalaya II	Campo de Calatrava	N 38°38'32"	W 3°47'47"	1.070 m	Domo exógeno	K	-----	1.750.000 BP	-----
Las Yeguas	Campo de Calatrava	N 38°39'21"	W 3°48'29"	962 m	Estromboliano	-----	GM y T (coladas encauzadas por barrancos que fosilizan un glacia detritico)	Pleistoceno medio?	-----
Los Tontos	Sierra Morena (Valle Ojaillén)	N 38°36'16"	W 3°47'24"	860 m	Domo exógeno	-----	GM y T (fosiliza glacia de acumulación)	Pleistoceno inferior-medio	-----
La Mesa del Villar	Sierra Morena (Valle Ojaillén)	N 38°39'08"	W 4°01'08"	693 m	Compuesto	-----	GM y T (coladas encauzadas, colgadas y dispuestas en gradería sobre el cauce del Ojaillén a +10 y +1m. La última desvía la trayectoria del cauce creando meandros)	Pleistoceno inferior-medio y Holoceno?	Manantiales termales y emisiones CO2
Alto de la Quintería	Sierra Morena (Valle Ojaillén)	N 38°38'17"	W 4°01'58"	699 m		-----	GM y T (colada encauzada por el Ojaillén y colgada a +5m)	Pleistoceno superior	Manantiales termales y emisiones CO2
El Molino	Sierra Morena (Valle Ojaillén)	N 38°40'14"	W 4°02'04"	700 m	Domo exógeno	-----	GM y T (colada encauzada por barranco y colgada a +2m del Ojaillén)	Finipleistoceno-Holoceno?	Manantiales termales y emisiones CO2

A: antropología; GM: geomorfología; K: K-Ar; M: magnetismo; T: tefrocronología

Tabla 1. Volcanes cuaternarios de la Región Volcánica Central de España



PALEOSEISMICITY OF THE VENTAS DE ZAFARRAYA FAULT (GRANADA BASIN, SOUTHERN SPAIN)

K. Reicherter (1), A. Jabaloy (2), J. Galindo-Zaldívar (2), P. Becker-Heidmann (3) y C. Sanz de Galdeano (4)

- (1) Neotectonics and Natural Hazards, RTWH Aachen University, Lochnerstr.4-20, 52056 - Aachen, Germany. k.reicherter@nug.rwth-aachen.de
- (2) Dpto. de Geodinámica, Univ. Granada, Campus Fuentenueva, 18071 – Granada.
- (3) Institut für Bodenkunde, Univ. de Hamburgo, Germany.
- (4) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-Univ.Granada), Facultad de Ciencias. Univ. Granada.18071 – Granada.

Abstract (Paleosismicidad de la Falla de Ventas de Zafarraya, Cuenca de Granada, Sur de España): En 1884 sucedió uno de los terremotos históricos más destructivos (M 6.7) de la Península Ibérica. Este sismo está asociado a la Falla de Ventas de Zafarraya situada en la Cordillera Bética. Nuevos datos paleosísmicos obtenidos a partir de trincheras y dataciones de ^{14}C permiten caracterizar la historia de la falla previa al terremoto durante los últimos 10 ka. Estos datos indican un intervalo medio de recurrencia de 2 a 3 ka para grandes terremotos. El desplazamiento medio durante el Holoceno se ha estimado entre 0,3 y 0,45 mm/a, mayor que la media estimada desde el Tortonense (ca.11 Ma). Algunas de las deformaciones más importantes y otras evidencias, como deslizamientos y licuefacción, están relacionados con grandes terremotos que registran la actividad Holocena de la Falla de Ventas de Zafarraya.

Palabras clave: paleosismología, terremoto de Arenas del Rey 1884, periodo de recurrencia

Key words: paleoseismology, 1884 Arenas del Rey earthquake, recurrence rate

The most destructive earthquake of the Iberian Peninsula during the last 150 years occurred on the Christmas Day of 1884 at 21:08 hours ("Terremoto de Andalucía"). More than 800 casualties and several destroyed villages were reported. According to the greatest damage, the epicenter was probably located between Arenas del Rey and Ventas de Zafarraya. The earthquake was accompanied by a 15-17 km long surface rupture with a maximum vertical displacement of 1.5 m (Fig.1).



Fig.1. Fault scarp of the Ventas de Zafarraya Fault, foreground is modified, background shows coseismic slip (max.1.5 m) during the 1884 earthquake

The maximum intensity was X (Mercalli-Sponheuer-Karnik scale) from which a magnitude of 6.5 - 7 has been calculated (Muñoz and Udías, 1980). European commissions studying the earthquake effects described a complex pattern of surface cracks, landslides, rock falls, liquefaction, and changes in the spring water chemistry and temperature associated with the seismic event (see EEE INQUA Scale reports for Spain, Silva et al., 2007). The international collaboration resulted in the reconstruction of Arenas del Rey with one of the first earthquake-safe designs.

Although no unambiguous primary fault-related ruptures at the surface or coseismic movements along the fault plane were recognized, Muñoz and Udías (1980) and Sanz de Galdeano (1985) concluded that the earthquake was possibly associated with several faults and tectonic blocks along the northern margin of the Sierra Tejeda (Fig.1).

The structural and neotectonic characteristics of the Ventas de Zafarraya Fault were described by Galindo-Zaldívar et al. (2003), in the structural framework of the Betic Cordilleras. Preliminary investigations on paleoseismicity were conducted by Reicherter et al. (2003). A compilation of historical earthquakes of the Betic Cordilleras has been compiled (e.g., Reicherter, 2001).

The western segment of the Ventas de Zafarraya Fault (VZF) has been characterized on the basis of trenching studies carried out in the fall of 2004. In order to analyze the paleoseismic faulting history of the VZF and to study its relationship with the 1884 earthquake and with previous coseismic events along the same fault, we opened three trenches perpendicular to the E-W striking fault plane. All trenches are situated W of Ventas de Zafarraya along the northern slope of the Sierra Alhama mountain front (Fig.2).

Our investigations include sedimentology, microstratigraphy, dating, as well as an evaluation of aerial and satellite photos, and an assessment of the recent and historical seismicity and further high-resolution sub-surface Ground-Penetrating Radar data (GPR). The stratigraphic relationships along the active VZF permit the reconstruction of the faulting history, including the number and relative size of faulting events, and the determination of recurrence intervals.

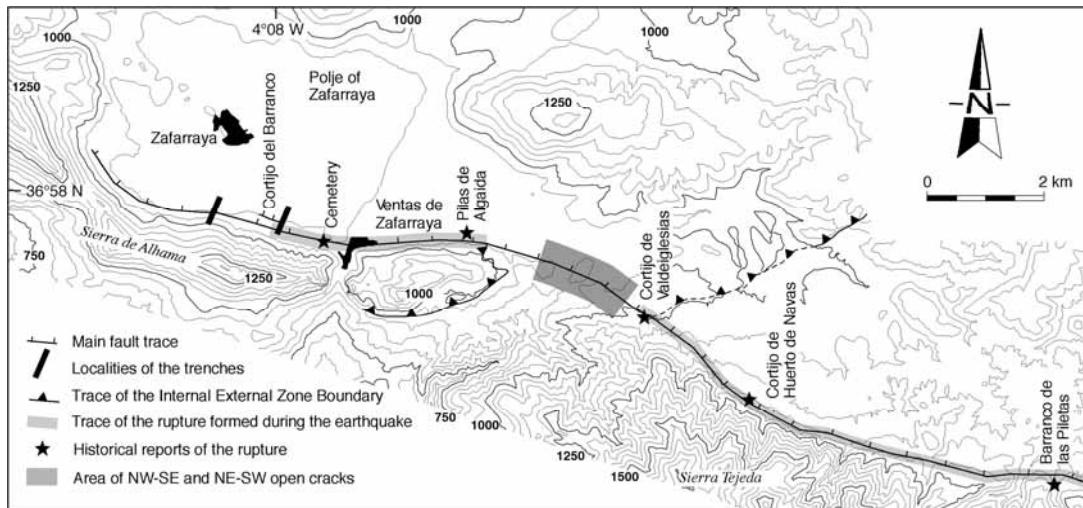


Fig. 2. Map of the fault trace and scarp of the Ventas de Zafarraya Fault, location of the trenches

The paleoseismological investigations along this segment of the VZF demonstrate that, not only during, but also prior to the 1884-earthquake coseismic displacements occurred. Repeated colluvial wedges along fault scarps and their stratigraphic relation with slope wash sediments and paleosols preserved within the half-graben provide evidence for an earthquake-related faulting. Episodic rotation towards the fault plane is observed. Paleoseismic and radiocarbon data allow inferring that at least two pre-1884 ruptures occurred on the fault during the last 10 ky.

Our data yield supplementary information according earthquake average recurrence interval of 2 to 3 ka for large earthquakes of $M > 6.5$, under the assumption of uniform return periods. Taking into account that the vertical offset on the fault is about 1500 m, and considering that the fault system is probably post-Tortonian in age, it is possible to estimate that the minimum mean slip rate of the fault is 0.17 mm/a. The Holocene slip rate was estimated between 0.30 and 0.45 mm/a. This is typical for faults with a moderate earthquake activity. If we consider the empirical Slemmons and DePolo relationship, these data suggest a mean recurrence interval about of 2000 years on the studied segment of the Ventas

de Zafarraya Fault. It is therefore one of the major active faults in southern Spain.

Agradecimientos: We thank the DFG (German Science Foundation) for supporting the Project Re1361/3-2.

Referencias bibliográficas

- Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J., Borque, M.J., González-Lodeiro, F., Marín-Lechado, C., Jabaloy, A., Ruano, P., & Sanz de Galdeano, C. (2003). Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordillera (SE Spain). *J. Geodynamics*, 36, 239-250.
- Munoz M. & Udias A. (1980) Estudio de los parametros y serie de replicas del Terremoto de Andalucía del 25 de Diciembre de 1884 y de la sismicidad de la region Malaga-Granada. En: *El Terremoto de Andalucía de 1884*, IGN, Madrid, 95-139.
- Reicherter, K. (2001). Paleoseismological advances in the Granada Basin (Betic Cordilleras, southern Spain). *Acta Geol. Hisp.*, 36, 3-4, 267-281.
- Reicherter K., Jabaloy A., Galindo-Zaldívar J., Ruano P., Becker-Heidmann P., Morales, P., Reiss, S. & Gonzales-Lodeiro, F. (2003) Repeated palaeoseismic activity of the Ventas de Zafarraya fault (S Spain) and its relation with the 1884 Andalusian earthquake. *Int. J. Earth Sci.*, 92, 912-922.
- Sanz de Galdeano, C. (1985). La fracturación del borde sur de la Depresión de Granada (discusión acerca del escenario del terremoto del 25-XII-1884). *Estud. Geol.*, 41, 59-68.

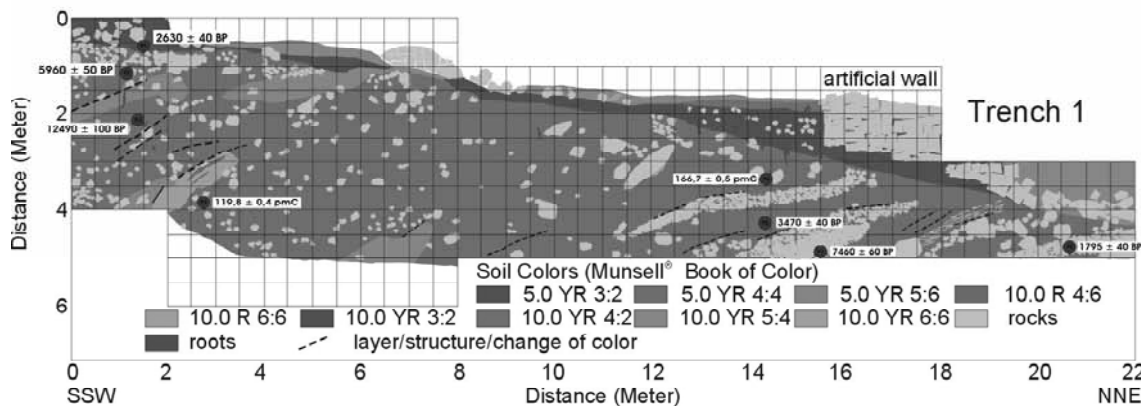


Fig.3. Trench log (Trench 1) of the excavation in a small alluvial fan at the Ventas de Zafarraya Fault, note inclined and rotated (anti-clockwise) strata, red dots indicate sample points for radiocarbon dating (ages not calibrated)



EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA CALDERA DE PINO SANTO (GRAN CANARIA, ISLAS CANARIAS)

G. Rodríguez Batista (1), F.J. Pérez Torrado (2), A. Rodríguez Santana (2) y A. Rodríguez González (2)

- (1) Dpto. Cartografía y Expresión Gráfica en Ingeniería, ULPGC. 35017 - Las Palmas Gran Canaria. grodriguez@dcegi.ulpgc.es
(2) Dpto. Física, ULPGC. 35017 - Las Palmas de Gran Canaria. fperez@dfis.ulpgc.es; arodriguez@dfis.ulpgc.es; arodriguez@becarios.ulpgc.es

Abstract (Geomorphological evolution of Pino Santo Caldera (Gran Canaria, Canary Islands): The Pino Santo Caldera is located in NE side of Gran Canaria (Canary Islands). The age of the caldera is less than 780 ky, deduced from the normal magnetic polarity of its lava flows. Its volcanic activity in this area began with phreatomagmatic explosive events and culminated in strombolian-type eruptions. Precise volumetric calculations of missing sustratum point to vertical collapse events affecting the previous tuff ring volcanic edifice as final cause of the geomorphological caldera generation. On the other hand, these collapse events led to the isolation of the original head of Las Morenas barranco, giving rise to the excavation of a new head in the eastern margin of the formed caldera.

Palabras clave: Caldera Volcánica, Barrancos, Cuaternario, Gran Canaria (Islas Canarias)

Key words: Volcanic Caldera, Barrancos, Quaternary, Gran Canaria (Canary Islands)

La isla de Gran Canaria, dentro del marco evolutivo del Archipiélago Canario, se encuentra en la actualidad en una fase de rejuvenecimiento muy avanzada que comenzó a inicios del Plioceno (Carracedo *et al.*, 2002). Esta fase de rejuvenecimiento se caracteriza por el predominio de los agentes erosivos sobre los volcánicos, de forma que el relieve de la isla está marcado por la presencia de una densa red radial de profundos barrancos y amplias plataformas insulares. El volcanismo, concentrado en la mitad septentrional de la isla, se superpone a este paisaje erosivo y aunque lo hace de forma puntual en el Cuaternario, sigue marcando sus ritmos de evolución (Paris, 2002).

La Caldera de Pino Santo, objeto de estudio del presente trabajo, se enclava dentro del Paisaje Protegido del mismo nombre en el NE de Gran Canaria (Fig.1). Presenta una morfología elíptica en planta, con unas dimensiones aproximadas de 500 x 400 m, y en sus proximidades se localizan las cabeceras de varios barrancos (Laurelar, Acebuchal, Las Morenas y Los Calderos) que discurren hacia el NE y terminan fundiéndose en el Barranco de Tamaraceite. Las laderas internas de la caldera son de pendientes muy pronunciadas, con valores de 45° de promedio, y en ellas afloran los materiales del sustrato, lavas y brechas volcánicas pertenecientes al estratovolcán Roque Nublo de edad Pliocena (Balcells *et al.*, 1990; Pérez Torrado *et al.*, 1995). Las cotas del relieve inicial marcado en el contacto con este sustrato, entre 825-885 m, muestran siempre valores más elevados que el fondo de la actual caldera, a unos 814 m.

No se conoce con precisión la edad de esta caldera, quedando encuadrada dentro del Cuaternario en los mapas geológicos elaborados por el IGME (Balcells *et al.*, 1990). En este trabajo se ha podido determinar que la polaridad magnética de sus materiales es positiva, lo que la restringe al cron Brunhes, por tanto menos de 780 ka.

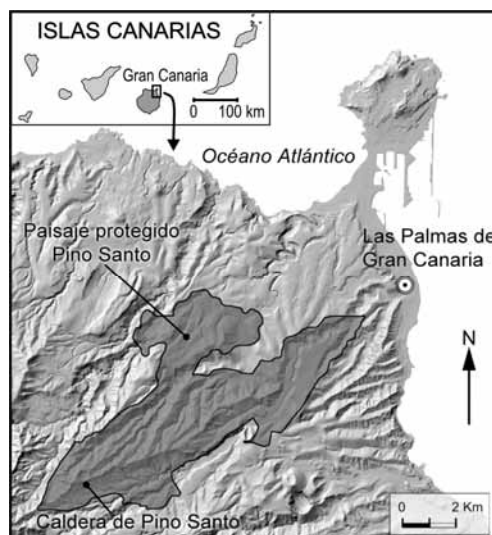


Fig.1. Localización de la Caldera de Pino Santo. Obsérvese en el modelo digital del terreno la distribución de la red de barrancos circundante.

En la actividad volcánica desarrollada por este aparato volcánico se sucedieron erupciones hidromagmáticas y estrombolianas. Las primeras, de carácter más explosivo y fruto de la interacción del magma con agua externa, generaron una sucesión de delgadas capas piroclásticas de tipo oleadas piroclásticas (*pyroclastic surge deposits*) en la terminología anglosajona) de hasta 10 m de potencia. Presentan colores grisáceos, matriz cinerítica, amplio contenido de fragmentos líticos y numerosas estructuras tractivas (laminaciones paralelas y cruzadas) y de impacto de bombas. Se disponen alrededor de la caldera, a modo de anillo, con excepción del margen S, en donde solo afloran los materiales del sustrato. En cuanto a los depósitos generados en los pulsos estrombolianos, de carácter más efusivo, se localizan en el margen N-NE de la caldera, sobreponiéndose a los depósitos hidromagmáticos. Se trata de depósitos de caída de granulometría gruesa (escorias y bombas) y una

delgada lengua de lava que fluiría hacia el barranco de Las Morenas. Tanto la naturaleza de los materiales estrombolianos como la de la población juvenil en los depósitos hidromagmáticos es basáltica-basanítica.

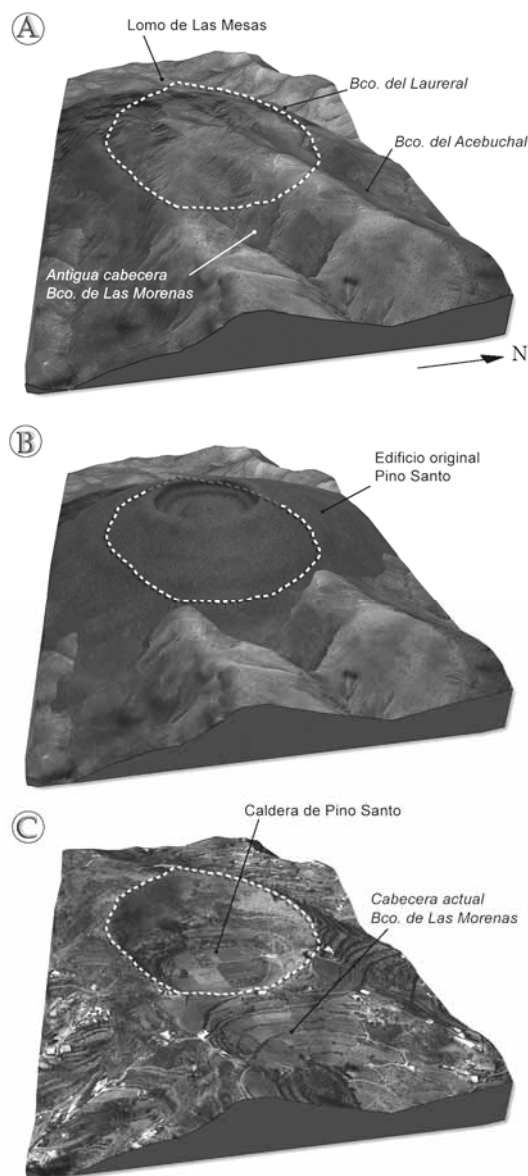


Fig.2. Etapas en la evolución de la Caldera de Pino Santo y la red de barrancos circundantes (más detalles en el texto).

Dadas las reducidas dimensiones de La Caldera de Pino Santo y la presencia de depósitos hidromagmáticos con amplio contenido en fragmentos líticos, podría deducirse una génesis meramente explosiva en la que el sustrato sería pulverizado y evacuado en los distintos pulsos hidromagmáticos. Para comprobar esta hipótesis se realizó un estudio topográfico detallado que permitiera la realización de cálculos volumétricos muy precisos. De esta manera se calculó el volumen de líticos evacuados en los depósitos hidromagmáticos, tanto según su distribución actual como a partir de una posible reconstrucción del

edificio original. En ambos casos, sus valores (480.000 y 1.900.000 m³, respectivamente) nunca superaban, ni siquiera igualaban, al volumen de sustrato que se observa falta en la caldera (2.450.000 m³). Esta diferencia volumétrica implica, necesariamente, la participación de un colapso gravitatorio vertical en los momentos finales de la evolución de la caldera, posiblemente como respuesta al vaciado magmático y a la debilidad de un sustrato previamente fracturado en los pulsos hidromagmáticos.

Independientemente de su modelo genético, la formación de la Caldera de Pino Santo conllevó un drástico cambio en la red hidrográfica circundante. En la actualidad, la caldera se localiza en zona de divisoria (Lomo de Las Mesas), donde resulta casi imposible una interacción eficaz de un magma ascendente con un importante volumen de agua. Este dato, junto a la disposición espacial del sustrato, permite suponer que la cabecera del Barranco de Las Morenas se prolongaría hacia lo que es en la actualidad el margen oeste de la caldera (Fig.2A). En esta paleotopografía, un magma que alcanzara la superficie próximo al fondo del paleobarranco de Las Morenas podría interaccionar eficazmente con el agua de su cauce. Se sucederían entonces violentas erupciones hidromagmáticas que debilitarían el sustrato al tiempo que sus depósitos piroclásticos construirían un edificio de baja altura y amplio cráter, posiblemente un anillo de toba (Fig.2B). El barranco se colmataría con estos materiales impidiendo que los subsiguientes ascensos magmáticos interaccionaran con agua, lo que conllevaría un cambio en los mecanismos eruptivos hacia otros más efusivos (estrombolianos) que culminarían con la emisión de flujos de lavas. El vaciado de magma, junto al debilitamiento del sustrato, provocaría el colapso vertical del edificio, construyendo la caldera de Pino Santo y desconectando al Barranco de Las Morenas de su cabecera original. De esta forma, el barranco debe reexcavar su cabecera en el margen este de la caldera, adquiriendo la morfología actual (Fig.2C).

Agradecimientos: Este trabajo ha sido parcialmente financiado por los proyectos PI2002/148 del Gobierno de Canarias y CGL2004-04039/BTE de la CICYT.

Referencias bibliográficas

- Balcells, R., Barrera, J.L. & Gómez, J.A. (1990). *Mapa geológico de España a escala 1:25.000 2ª Serie (MAGNA)*. Hoja de Teror (1.109-IV). IGME. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid.
- Carracedo, J.C., Pérez Torrado, F.J., Ancochea, E., Meco, J., Hernán, F., Cubas, C.R., Casillas, R., Rodríguez Badiola, E. & Ahijado, A. (2002). Cenozoic volcanism II: the Canary Islands. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons & T. Moreno, eds.). Geological Society, Londres Reino Unido), 439-472.
- Paris, R. (2002). *Rythmes de construction et destruction des édifices volcaniques de point chaud: l'exemple des Iles Canaries (Espagne)*. Tesis Doctoral, Universidad de Paris 1 Panthéon-Sorbonne, Paris (Francia), 377 pp.
- Pérez Torrado, F.J., Carracedo, J.C. & Mangas, J. (1995). Geochronology and stratigraphy of the Roque Nublo Cycle, Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of the Geological Society of London*, 152, 807-818.



NUEVAS EVIDENCIAS ACERCA DEL ORIGEN HIDROMAGMÁTICO DEL CONJUNTO VOLCÁNICO CALDERA BLANCA Y RISCO QUEBRADO (LANZAROTE, ISLAS CANARIAS)

C. Romero (1), J. Dóniz (1), L. García Cacho (2), C. Guillen (1) y E. Coello (1)

(1) Dpto. de Geografía. Campus de Guajara s/n. Universidad de La Laguna. 38071 - La Laguna. Tenerife. mcromero@ull.es, jdoniz@ull.es, cayetanomg@cabtfe.es; e.coello@hotmail.com

(2) Dpto. Volcanología, Museo Nacional Ciencias Naturales, CSIC. C/ José Gutiérrez Abascal, nº 2, 28006 - Madrid. mcng112@mncn.csic.es

Abstract (New evidences on phreatomagmatic origin of volcanic group Caldera Blanca/Risco Quebrado (Lanzarote, Canary Island): New morphometric and volcanologic characters of Caldera Blanca/Risco Quebrado volcanic group (CB/RQ) are identified and described in detail. Among other, the presence of accretionary lapilli, humid pyroclastic flows (wet surges) and impact prints on these flows, they are conclusive tests of important phreatomagmatic processes during its complex volcanic construction.

Palabras clave: volcanismo explosivo, hidromagmatismo, lapilli acrecional, cono de tobas, Lanzarote

Key words: explosive volcanism, phreatomagmatism, accretionary lapilli, tuff cone, Lanzarote.

Introducción

El paisaje de la isla de Lanzarote está dominado por la existencia de 151 volcanes monogénicos basálticos. Sólo 18 de estos conos cuaternarios (12,4%) muestran marcados rasgos eruptivos que evidencian procesos hidromagmáticos durante su construcción (Romero, 2003).

El volcanismo hidromagmático de Lanzarote ha sido analizado en trabajos previos (Martí y Colombo, 1990; Romero, 1991; Díez Gil, 1992; Aparicio *et al.*, 1994; De la Nuez *et al.*, 1997; Hansen y Moreno, 1999, García Cacho y Romero, 2000; Romero, 2003). En algunos de estos trabajos (De la Nuez *et al.*, 1997, Hansen y Moreno, 1999) se hace referencia al Volcán de Caldera Blanca (CB) como resultado de una erupción con rasgos hidromagmáticos. Su consideración como tal está basada únicamente en datos morfométricos, lo que ha permitido clasificarlo como un tuff cone (De la Nuez *et al.*, 1997).

Hasta ahora, no existe ninguna investigación en la que se aborde de forma explícita el estudio de este sistema volcánico. En este trabajo se aportan nuevas evidencias volcanogénicas y estructurales que ponen de manifiesto su compleja historia geológica, y que permiten afianzar su génesis hidromagmática.

Área de estudio

El sistema volcánico de Caldera Blanca/Risco Quebrado (CB/RQ), localizado en el área occidental de la isla, está encuadrado dentro de las Series basálticas recientes de Lanzarote, con una edad global inferior a los 2 M.a. (Abdel-Monen *et al.*, 1971), dentro de la Serie Basáltica III (Fúster *et al.*, 1968), o en la fase de conos piroclásticos de Marinoni y Pasquaré (1994). El conjunto eruptivo se encuentra alineado en dirección NE-SW, formando parte de una cadena volcánica que se desarrolla desde Caleta de Famara hasta Mancha Blanca y que

consta de 8 edificios volcánicos, correspondiendo 4 de ellos a edificios claramente hidromagmáticos (García Cacho y Romero, 2000). El sistema CB/RQ es el que cierra por el SW dicha alineación.

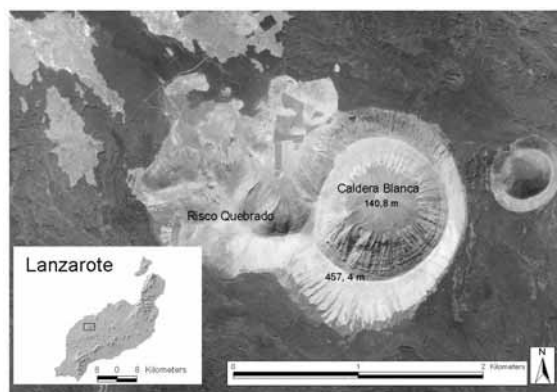


Fig.1. Localización del sistema volcánico CB/RQ

Rasgos generales del sistema volcánico

El complejo volcánico CB/RQ constituye un espectacular sistema eruptivo que alberga al menos dos grandes edificios: el gran edificio anular de CB y, adosado al SW, el conjunto RQ, de morfología compleja, de disposición arqueada y con cráter principal abierto al norte.

Caldera Blanca es el edificio de mayor envergadura de todo el conjunto. Constituye un gran cono anular, de perfiles asimétricos, siendo unos 178 m más baja la ladera norte que la sur, donde alcanza la máxima cota. En la ladera oeste existe un pequeño collado que culmina a tan sólo 246 m. Posee una planta ligeramente alargada en dirección N-S, pues muestra un diámetro mayor de 1759 m, que es unos 400 m mayor que el medido en sentido E-W. Este edificio tiene un volumen de 0,32 km³ y muestra rasgos morfométricos respecto al diámetro de su cráter (de 1160 m; altura de 312,4 m) y relación de aspecto

(altura/diámetro del cráter), de 0,26, que son consistentes con los valores típicos de los diámetros (entre <100 m a 1,5 km), alturas (entre 50 y 330 m) y relación de aspecto (entre 0,5 y 0,2) establecidos para los tuff conos (Vesperman y Schmincke 2000). El cráter principal se encuentra a unos 4,3 km de la línea de costa actual y su fondo se localiza a 140,8 m de altitud, hundiéndose por debajo de la base externa del cono unos 5 metros.

Ambos edificios están constituidos esencialmente por tobas amarillentas formadas por cenizas y lapilli. Estos materiales muestran estratificaciones que son resultado de la alternancia de depósitos de granos finos y gruesos de diferente potencia. Hacia techo, la secuencia cambia difusamente hasta presentar laminaciones planares más destacadas; ocasionalmente en ellas se puede observar lapilli acrecional (Fig.2A) y estructuras postdeposicionales de impacto -bombas y huellas de impacto (Fig.2B). En los depósitos de tobas masivas que caracterizan el dorso oriental situado bajo el collado de CB, se observan también rizaduras y ondulaciones (slumpings) que corresponden a estructuras postdeposicionales causadas por fluidificación de depósitos sobrecargados en agua (Fig.2C).

Todos estos materiales buzan periclinalmente desde los sectores cratéricos con ángulos que oscilan entre los 30° y los 40° y con un espesor visible de aproximadamente unos 290 metros. La continuidad lateral de las capas entre ambos cráteres indica un funcionamiento concomitante de los mismos; no obstante, la evidente superposición de los últimos productos emitidos desde CB manifiesta una mayor pervivencia de la actividad en este cráter.

Tanto en la ladera sur del cráter de CB como en el del RQ, las capas se ondulan de forma visible para adaptarse discordantemente a un relieve preexistente. Este sólo es visible, aflorando a modo de ventana, en dos puntos del interior del cráter anular, donde pueden reconocerse tobas de piroclastos basálticos y paquetes de coladas de tipo pahoehoe.

Conclusiones

El conjunto CB/RQ posee una historia eruptiva compleja, cuyo establecimiento no es fácil precisar. Las elevadas pendientes de los dorsos y de las paredes cratéricas, así como el elevado grado de recubrimiento de los depósitos por líquenes, dificultan mucho la elaboración de columnas estratigráficas detalladas. No obstante, los caracteres aquí expuestos son definitivos para

asociar este conjunto volcánico a una erupción hidromagmática, con procesos de transporte y emplazamiento correspondientes a oleadas piroclásticas húmedas (wet surge) y a mecanismos explosivos de tipo surtseyano.

El estudio pormenorizado de este conjunto volcánico está actualmente en fase de desarrollo, por lo que no se descarta la aportación de nuevos elementos y/o datos que perfilen su historia eruptiva con mayor precisión.

Agradecimientos: Financiación del "P.I. Volcanológica en el P. N de Timanfaya (Lanzarote) Generación de bases de datos geofísicos y geomorfológicos para su integración en programas de Gestión". (MMA 112/2003)

Referencias bibliográficas

- Abdel-Monen, A., Watkins, N. & Gast, P. (1971). Potassium-Argon ages, volcanic strigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera. *Am. Jour. Sci.*, 271, 490-521.
- Aparicio, A., Araña, V. & Díez Gil, J. (1994). Una erupción hidromagmática en la isla de Lanzarote: La Caldera del Cuchillo. *In Memoriam Dr J. Díez Gil*. Cabildo Lanzarote, 109-120.
- De la Nuez, J., Quesada, M. & Alonso, J. (1997). *Los volcanes de los islotes al norte de Lanzarote*. Fundación César Manrique, Madrid, 223 pp.
- Díez, Gil, J. (1992). La isla de Lanzarote. En: *elementos de volcanología* (J. Díez Gil, ed). Cabildo Lanzarote. 242-250.
- Fúster, J., Fernández, S. & Sagredo, J. (1968). *Geología y volcanología de las Islas Canarias: Lanzarote*. Instituto Lucas Mallada, CSIC, Madrid, 177 pp.
- García-Cacho, L & Romero, C. (2000) Fenómenos hidromagmáticos en Lanzarote. En: *Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica* (M. Astiz, M & A. García, eds.) Cabildo Insular de Lanzarote, 153-162.
- Hansen, A. & Moreno, C. (1999). *Lanzarote, guía del relieve*. Cabildo de Lanzarote.
- Marinoni, L. & Pasquaré G. (1994). Tectonic evolution of the emergent part of a volcanic ocean island: Lanzarote, Canary Island. *Tectonophysics*, 239, 11-135.
- Martí, J & Colombo, F (1990). Estratigrafía, sedimentología y mecanismos eruptivos del edificio hidromagmático de El Golfo (Lanzarote). *Bol. Geol. Min.*, 101, 560-579.
- Romero, C. (1991). *Las manifestaciones volcánicas históricas de Canarias*. Consejería Política Territorial. Gobierno Canarias. S/C. Tenerife, 1361, pp.
- Romero, C. (2003). *El relieve de Lanzarote*. Cabildo Lanzarote, 242 pp.
- Vespermann, D. & Schmincke, H. (2000). Scoria cones and tuff rings. En: *Encyclopedia of volcanoes* (Sigurdsson, ed). Academic Press, San Diego (Estados Unidos), 683-694.



Fig.2. Depósitos hidromagmáticos de CB/RQ. A: Lapilli acrecional. B: Huella de impacto. C: Slumpings



LOS HORNITOS Y CONELETES DE ESCORIAS DEL ECHADERO DE LOS CAMELLOS EN TIMANFAYA: RASGOS MORFOLÓGICOS Y ESTRUCTURALES

C. Romero (1), J. Dóniz (1), L. García Cacho (2), C. Guillen (1) y E. Coello (1)

(1) Dpto. de Geografía. Campus de Guajara s/n. Universidad de La Laguna. 38071 - La Laguna. Tenerife. mcromero@ull.es, jdoniz@ull.es, cayetanomg@cabtfe.es; e.coello@hotmail.com

(2) Dpto. Volcanología, Museo Nacional Ciencias Naturales, CSIC. C/ José Gutiérrez Abascal, nº 2, 28006 - Madrid. mcng112@mncn.csic.es

Abstract (The hornitos and spatter cones of the HEC in Timanfaya. Morphology and structural features): Several peculiarities of the hornitos and spatter cones of the HEC (central sector of the Montañas de Fuego, Timanfaya, Volcanic National Park, Lanzarote) are studied. Their distribution and structural characters define an intervolcanic depression limited by a system of tilt and collapse fractures. This constitutes a singularity in the Eruptive System of Timanfaya.

Palabras clave: Hornitos, Coneletes, erupción histórica, Timanfaya
Key words: Hornitos, Spatter cones, Historical eruption, Timanfaya

Introducción

Hacia mediados del S. XVIII, entre 1730 y 1736, la isla de Lanzarote fue escenario de la mayor erupción registrada en época histórica en el Archipiélago Canario. Durante la misma se generó un complejo Sistema Eruptivo a lo largo de una fractura de unos 13 km de longitud y de dirección dominante ENE-WSW. Los materiales fueron emitidos a partir de más de 180 bocas eruptivas y dieron lugar a la edificación de unos 27 conos volcánicos mayores. Asociados a estas construcciones mayores se desarrollaron todo un cortejo de estructuras volcánicas menores, hornitos y coneletes, constituidas casi exclusivamente por aglutinados de escorias. Estos focos menores jugaron, sin embargo, un papel clave en la evolución dinámica, estructural y morfológica de la dilatada erupción de Timanfaya (Romero *et al.*, 2006).

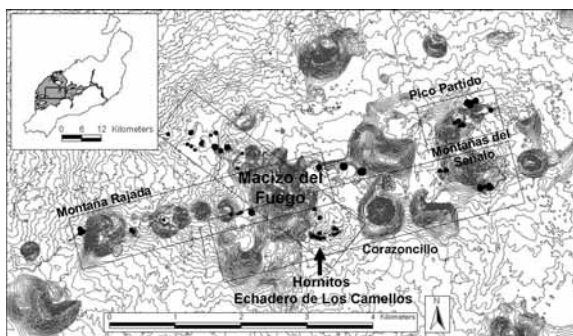


Fig.1. Hornitos y coneletes escoriáceos de Timanfaya.

Los hornitos y coneletes de escorias de Timanfaya se emplazan tanto de modo puntual y aislados unos de otros como asociados entre sí, constituyendo agrupaciones más o menos densas que se disponen en la periferia o en los collados de los conjuntos volcánicos mayores del Sistema Eruptivo, o incluso, en el interior de algunos de los cráteres principales del mismo.

Estructuras similares han sido caracterizadas por otros autores en otras regiones volcánicas (Macdonald, 1972; Wolff y Sumner, 2000; Riedel *et al.*, 2003; Capaccioni y Cuccoli, 2005 y Sumner *et al.*, 2005). Los rasgos generales de los hornitos y coneletes de escorias de Timanfaya han sido estudiados por Romero *et al.*, (1982), Romero (1991) y Romero *et al.*, (2006).

De todos los conjuntos de construcciones menores existentes en Timanfaya, el más compacto, el de mayor singularidad, complejidad morfológica y estructural es el constituido por los hornitos y coneletes de Los Hornitos del Echadero de Los Camellos (HEC), objeto de este trabajo. En esta agrupación de formas menores encontramos rasgos que no vuelven a aparecer en ninguno de los otros conjuntos menores de este Sistema Eruptivo.

Los Hornitos del Echadero de Los Camellos

Los HEC, situados en el sector suroriental del Macizo del Fuego, constituyen una agrupación de pequeños hornitos y coneletes escoriáceos que comparte múltiples rasgos con el resto de las construcciones menores del Sistema eruptivo de Timanfaya. En primer lugar, su adaptación estructural al mismo sistema de fracturas de rumbos NW-SE y ENE-WSW que ha guiado el emplazamiento de los edificios mayores con los que se asocian (Fig.1). En segundo lugar, su construcción a partir de piroclastos de caída groseros que durante su deposición se sueldan unos a otros por procesos de compactación, aglutinación y coalescencia y que constituyen prácticamente el 100% de su morfología. Y, por último, su vinculación a la emisión de magmas de baja viscosidad y contenido en gas y altas temperaturas, con la formación de fuentes de lava muy activas que marcan los puntos de desgasificación de fisuras secundarias al Sistema y de marcado comportamiento efusivo. Incluso su morfología posee numerosos paralelismos con el resto de las construcciones secundarias de Timanfaya, pues en los HEC podemos encontrar las

mismas formas que han sido descritas para otras áreas de la erupción.

Tres son, sin embargo, los elementos que hacen de los HEC un conjunto de singular significado. El primero, su emplazamiento y disposición estructural. Ubicados en la depresión existente entre el núcleo central de la erupción del Macizo del Fuego y el gran cono del Corazoncillo, los HEC se disponen configurando un conjunto claramente arqueado que sigue dos directrices principales ortogonales entre sí, una de rumbo NW.-SE, y otra orientada al ENE.-WSW. No obstante, un análisis detenido de la disposición de los distintos centros de emisión pone de manifiesto la participación de fracturas secundarias de rumbos N.-S y WNW.-ESE. La actividad parece haberse concentrado en los extremos del arco, pues es allí donde se localizan las construcciones más densas y de mayor porte. Este esquema morfoestructural repite los caracteres de algunos sectores de los conjuntos mayores de Timanfaya.

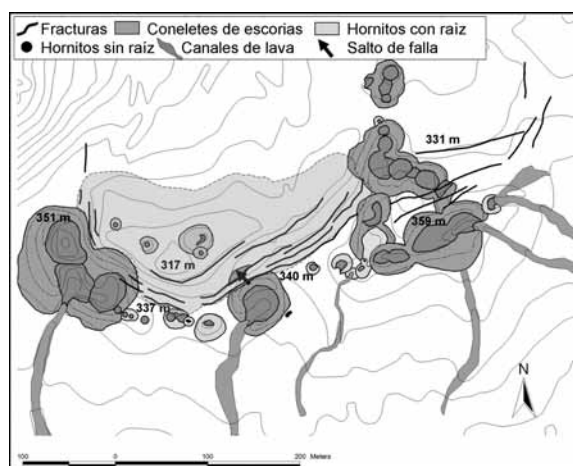


Fig.2. Croquis morfológico del HEC. En gris claro el área probable de colapso.

En segundo lugar, el que el sector de HEC constituye una de las áreas de Timanfaya donde existe una de las mayores densidades de centros de emisión/km², pues en una superficie de apenas 1 Ha se contabilizan casi unas 40 bocas cratericas, que ocupan una superficie de unos 1628 m², lo que supone el 16% del total. Constituyen, sin embargo, pequeños centros de emisión que se amalgaman unos con otros configurando la agrupación de construcciones menores más compactas de Timanfaya. Frente a otras agrupaciones menores, en ella dominan claramente los coneletes escoriáceos (Fig.2).

Por último, el hecho más destacado es la existencia de un sistema de fracturas de trazado semicircular y dispuestas según los rumbos que articulan todo el conjunto de los HEC (WNW-ESE, NE-SW y N-S). Estas fracturas rompen todo el dorso norte de la agrupación del HEC y dan lugar a la formación de bloques dispuestos en escalones marcados que se hundían progresivamente hacia el norte. Se trata de fracturas abiertas y profundas, con desplazamientos visibles en la vertical de entre 5 m y 10 m. Algunas de estas fracturas generan saltos de falla que afectan parcialmente a los flancos de varios

coneletes escoriáceos y a los paquetes de lava precedentes de los mismos. Es significativa la presencia, entre los hornitos del sector central, de un canal de lava, que procedente de una de las bocas menores del flanco suroriental del Macizo del Fuego, queda desconectado del resto de su trazado por un escarpe de unos 10 m de altura (Fig.3).

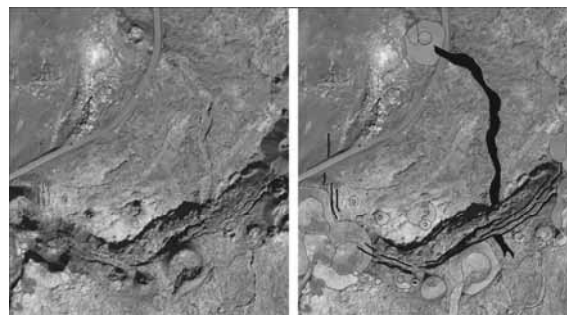


Fig.3. Trazado del canal lávico afectado por el colapso.

Todos estos hechos ponen de manifiesto que el área topográficamente deprimida existente entre el Macizo del Fuego, al W, los HEC, al S, el Volcán del Corazoncillo, al E y los charcos de lava Gemelos de los Miraderos, al N, podría no corresponder a una simple depresión intervulcánica, sino a un área generada también por procesos de colapso lateral y basculamiento, ligados a la actividad eruptiva del conjunto de los HEC (Figs. 2 y 3). Esta agrupación de hornitos y coneletes constituye, por tanto, un elemento peculiar dentro del Sistema Eruptivo de Timanfaya.

Agradecimientos: Trabajo realizado dentro del proyecto Investigación Volcanológica en el Parque Nacional de Timanfaya (Lanzarote. Islas Canarias) Generación de bases de datos geofísicos y geomorfológicos para su integración en los programas de Gestión, MMA, (MMA 112/2003).

Referencias bibliográficas

- Capaccioni, B. & Cuccoli, F. (2005). Spatter and welded air fall deposits generated by fire-fountaining eruptions: Cooling of pyroclasts during transport and deposition. *J. Volcanol. Geother. Res.*, 145, 263-280.
- Macdonald, G. (1972). *Volcanoes*. Prentice-Hall. New Jersey, 510 pp.
- Riedel, C. Ernst, G. & Riley, M. (2003). Controls on the growth and geometry of pyroclastic constructs. *J. Volcanol. Geother. Res.*, 127, 121-152.
- Romero, C; Martínez de Pisón, E; Quirantes, F. & Luis González, M. (1982). Morfología del Sistema Eruptivo de Timanfaya, Montañas del Fuego y Pico Partido. *Anuario del Departamento de Geografía*. 64-84.
- Romero, C. (1991). Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario. Consejería de Política Territorial. Gobierno de Canarias S/C Tenerife, 1361 pp.
- Romero, C; Dóniz, J. García Cacho, L. & Amado, P (2006). Significado Volcanológico de los Depósitos de Spatter de la Erupción Volcánica de 1730-1736 de Timanfaya (Lanzarote. Canarias. España). *CD Proceedings 5ª AHPGG*. Sevilla.
- Sumner, JM., Balke, S; Matela, R; & Wolff, J.A. (2005). Spatter. *J. Volcano. Geother. Res.*, 142, 49-65.
- Wolff, J. & Sumner, J. (2000). Lava fountains and their products. En: *Encyclopedia of volcanoes*. (H. Sigurdsson, ed.), Academic Press, San Diego (Estados Unidos), 321-329.



EFFECTOS GEOLÓGICOS EN TERREMOTOS HISTÓRICOS E INSTRUMENTALES EN ESPAÑA Y LAS ESCALAS DE INTENSIDADES

Silva, P.G. (1), T. Bardají (2), J. Lario (3), P. Alfaro (4), J.J. Martínez-Díaz (5), K. Reicherter (6), J.M. Azañón (7), M. Feriche (8), J. Giménez Carcia (9), J. Rodríguez Pascua (10), R. Pérez-López (10), J.L. Goy (1) y C. Zazo (11)

- (1) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Univ. Salamanca. Hornos Caleros, 50. 05003 - Ávila. pgsilva@usal.es
- (2) Dpto. Geología, Universidad de Alcalá de Henares
- (3) Dpto. Química Analítica, Universidad Nacional Educación Distancia, Madrid.
- (4) Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante
- (5) Dpto. Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid
- (6) Neotectonics and Natural Hazards, RWTH-Aachen, Alemania
- (7) Dpto. Geodinámica-Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Universidad de Granada
- (8) Instituto Andaluz de Geofísica, Granada
- (9) Dirección General Recursos Hídricos de Mallorca
- (10) Dpto. de CC. Ambientales y Recursos Naturales Universidad San Pablo-CEU, Madrid
- (11) Dpto. Geología, Museo Nacional Ciencias Naturales - CSIC, Madrid.

Abstract (Environmental effects of historical and instrumental earthquakes in Spain and Intesity scales): This work summarizes the contribution of the Spanish working group on the EEE macroseismic Intensity Scale promoted by the INQUA Subcomission on Paleoseismology (Environmental Effects of Earthquakes). At present the Spanish WG has classified a total amount of 20 seismic events, 7 of them instrumental earthquakes and the other 13 historical ones. Two of the historical ones are only evidenced by geological, geomorphologic (Tobarra, Albaladejo) and archaeological data (Baelo Claudia, Bolonia Bay, Cádiz), the rest are well documented in historical sources and existing seismic catalogues. A total of 36 EEE files have been completed for different localities of the analyzed earthquakes, which have been already implemented in the EEE INQUA data-base. The Spanish data cover intensity degrees from V to X of the conventional MSK Scale, with associated magnitudes (Ms) from 4.3 to 6.7.

Palabras clave: Terremotos, Efectos Geológicos, Intensidad Sísmica, España.

Key words: Earthquakes, Geological Effects, Seismic Intensity, Spain.

Recientes revisiones de las escalas de intensidades sísmicas basadas en los efectos ambientales y geológicos de los terremotos (Environmental Earthquake Effects: EEE INTENSIDAD INQUA) podrán permitir relacionar los catálogos de terremotos históricos e instrumentales con la creciente cantidad de datos provenientes de los estudios paleosismológicos (Michetti *et al.*, 2004). De esta forma se intenta ampliar el periodo de observaciones sísmicas unos cuantos miles, a decenas de miles, de años atrás (Holoceno y Pleistoceno Superior final). Este hecho es indispensable para poder analizar científicamente un proceso geológico (El Ciclo Sísmico) que sobrepasa las escalas temporales que recogen los catálogos sísmicos convencionales. En el caso de España, este se extiende como mucho hasta el año 800 BC (2.800 BP), aunque los datos no son medianamente fiables hasta los siglos XIV o XV, lo que supone unos 500–600 años de registro macrosísmico verdadero (Martínez Solares y Mezcuá, 2002).

Por otra parte el análisis de los efectos ambientales de los terremotos, posee especial importancia ya que las nuevas escalas de intensidades promovidas por la Unión Europea (European Macroseismic Scales, EMS) no codifican los efectos ambientales de los terremotos para la evaluación de intensidades, hecho que puede conllevar a diferentes situaciones de subvaloración o sobrevaloración de la peligrosidad sísmica de una zona determinada. Los datos preliminares sobre los que se está construyendo la escala de intensidad EEE indican que los efectos geológicos de los terremotos tan solo son relevantes a partir de intensidad IX MSK, pero que tan solo imprimen cambios permanentes en el

paisaje (registro geomorfológico) a partir de intensidad X MSK. Los cambios geológicos de mayor importancia pueden producirse tanto por desplazamientos cosísmicos primarios (fallas, elevación y/o subsidencia), como secundarios (deslizamientos, liquefacción, grandes grietas y, en zonas litorales, tsunamis). Otros procesos como liquefacción o cambios hidrológicos, pueden producirse pervasivamente a partir de intensidades VII-VIII MSK, pero este tan solo son relevantes a muy corto plazo en zonas epicentrales inferiores a 10 km² a partir de eventos de intensidad IX MSK. En cualquier caso su potencial de preservación en el paisaje a largo plazo es nulo, no así en el registro geológico, donde el registro de niveles de paleosismitas contemporáneos sobre áreas \geq a 10 km² indican eventos de magnitud IX MSK.

La presente contribución resume el trabajo realizado por los investigadores españoles en la recopilación de datos de terremotos históricos e instrumentales para su implementación en la nueva Escala de Intensidades EEE de INQUA. Los estudios paleosismológicos en la Península Ibérica se han concentrado fundamentalmente en tres zonas: (1) Las Cadenas Costeras Catalanas (Uni.Barcelona); (2) Las Cordilleras Béticas Orientales a lo largo de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (Uni. Alicante, Barcelona, Salamanca y MNCN) y su prolongación en las Islas Baleares (Uni. Salamanca y MNCN); (3) El sector central de las Béticas alrededor de la Cuenca de Granada (Uni.Granada y RWTH-Aachen) y del sector central del Estrecho de Gibraltar (RWTH-Aachen y Uni.Salamanca). En el conjunto de todas estas zonas se llevan practicados un total de 8 trincheras de falla así como una

multitud de trabajos sobre efectos geológicos de los terremotos en diferentes tipos de ambientes geomorfológicos y escalas temporales que abarcan desde el Neógeno superior a la actualidad. Lo que supone una importante y creciente base de datos que ha necesariamente de incorporarse a los análisis de peligrosidad sísmica en España.

Los terremotos históricos de mayor tamaño registrados en la Península Ibérica poseen magnitudes de X MSK o IX-X EMS, lo que contrasta con la relativamente moderada magnitud estimada para tales eventos, que normalmente se encuentra entre 6,5 y 6,9. Similares niveles de magnitud se están obteniendo recientemente a partir de los datos sismológicos procedentes de fallas activas cuaternarias en las Cadenas Costeras Catalanas y Cordillera Bética fundamentalmente. Esta aparente discordancia de datos de magnitudes e intensidades se encuentra fundamentalmente ocasionada a que una gran cantidad de los efectos geológicos producidos durante los terremotos históricos se encuentran relacionados con efectos cosísmicos secundarios. Estos poseen un grado de preservación local (Deslizamientos rotacionales y escarpes de falla, Arenas del Rey, 1884: X MSK), o simplemente nulo (licuefacción, Torreveja, 1829: X MSK), pero indudablemente han afectado a su catalogación en las diferentes escalas macrosísmicas. Los datos recopilados indican que los efectos geológicos poseen un efecto relevante a corto plazo en área entre 500-350 km² (Isosistas \geq IX MSK), pero los efectos más espectaculares se encuentran siempre concentrados en áreas inferiores a los 250 km², que se reducen a unos 50 km² cuando la intensidad del evento ha sido \leq VIII MSK.

Por otro lado, los eventos instrumentales (> 1950 AD) de mayor tamaño registrados en la península poseen magnitudes entre 4,8 y 5,0 mb e intensidades máximas de VI-VII MSK. En casi todos los casos las áreas macrosísmicas poseen una extensión alrededor de los 80-100 km², pero los efectos geológicos relevantes apenas llegan a afectar a áreas de 10 km². En casi todos los casos estos efectos geológicos están relacionados con pequeños deslizamientos locales (en áreas inestables), desplazamientos de bloques y caída de rocas (Bullas, 2002 y La Paca, 2005), grietas de anchura milimétrica y extensión decamétrica sobre terrenos cuaternarios poco compactados y fundamentalmente cambios hidrológicos (químicos y descarga) en fuentes y pozos. A pesar de su nulo potencial de preservación y su ocurrencia local estos efectos introducen cambios en su catalogación según distintas escalas de VI-VII MSK, VI-V EMS o VI EEE. Indudablemente la intensidad no es un parámetro directamente ligado al tamaño real de la fuente sísmica que la genera, sino más bien la intensidad se encuentra ligada a la respuesta del terreno a la sacudida sísmica, dependiendo así de la geología y topografía de cada zona en concreto, como sugieren las escalas MSK y EEE. Así pues lo que sabemos de los grandes terremotos históricos hispanos, es que en la mayor parte de ellos, efectos secundarios tales como deslizamientos (Carmona, 1504, Vera, 1518, Güevar, 1755 y 1884) y licuefacción extensiva (Torreveja, 1829) catapultaron a estos terremotos a la intensidad X. No obstante, el obviar los efectos geológicos de estos

terremotos para la evaluación de la peligrosidad sísmica de estas zonas, no parece lo más adecuado ya que precisamente fueron los efectos secundarios los que amplificaron y ampliaron los daños que se encuentran tras su catalogación.

Earthquake	Environmental Damage EEE Files Spanish Working Group
1884, Arenas del Rey (Granada) X-IX MSK 6,5 – 6,7 Ms	<input checked="" type="checkbox"/> Surface faulting at the epicentral area 1km away from the epicentre. <input checked="" type="checkbox"/> Large rotational landslide over an area of 2 km ² 55 km away. <input type="checkbox"/> Multiple Rockfalls between 5 and 25 km from the epicentre. Open fissures of metric width. <input type="checkbox"/> Localized liquefaction processes 25 km away. <i>Maximum environmental damage over an area of 351km²</i>
1956, Albolote (Granada) VIII MSK 5,0 Ms	<input checked="" type="checkbox"/> Large rotational landslide occurred 20 hours after the main shock, giving place to a mass movement of 5,000 m ³ of rocks. <input type="checkbox"/> Small Rockfalls in valleys slopes 5-6 km away from the epicentre, and in the cut-slopes of nearby Quarries (4 km away). <input checked="" type="checkbox"/> Waves in the Cubillas Dam (8.4 km away). <i>Maximum environmental damage over an area of 47 Km²</i>
1999, Mula (Murcia) VII MSK 4,8 mbLg	<input type="checkbox"/> Small fissures on the ground on alluvial materials. <input type="checkbox"/> Multiple Rockfalls and small landslides on marly materials outcropping along the steep slopes of the rivers Mula and Pliego (8-14 km away from the epicentre). <input checked="" type="checkbox"/> Single Massive Rockfall in La Puebla de Mula Castle (Horizontal Quaternary Travertines 8.6 km away) and Cut slopes of the road CC-415 (vertical neogene sandstones 7 km away). <input checked="" type="checkbox"/> Drying of the La Caputa Spring at the epicentral area, flowing again after 16h. <input checked="" type="checkbox"/> Los Baños Thermal Springs (8.5km away) overflowed, flowing normally after 20 h. <i>Environmental damage over 87.9 km²</i>
2002, Bullas (Murcia) V-VI MSK 5,0 mbLg	<input checked="" type="checkbox"/> Two Rockfalls of massive blocks between 10 and 25 m ³ located in the scarps of mesa-type reliefs (Weathered Pliocene horizontal limestones) 3.5-3.9 km away from the epicentre. Total mobilised material about 100 m ³ . <input type="checkbox"/> Small rockfalls in road cuts at the epicentral area. No hydrological changes reported. <i>Environmental damage over an area of 17 km², but concentrated in 0.99 km²</i>

Tabla. 1. Ejemplo del catalogo de efectos geológicos recopilados por el Grupo Español de Trabajo de la EEE INTENSITY INQUA SCALE para diferentes terremotos históricos e instrumentales de diferente tamaño.

Hasta la fecha se han catalogado un total de 20 terremotos, 7 instrumentales y 13 históricos, dos de ellos solamente evidenciados por datos geológicos, geomorfológicos (Tobarra, Albacete) y arqueológicos (Baño Claudia, Bolonia, Cádiz). Se han completado un total de 36 fichas de efectos ambientales de los terremotos que serán implementadas en la base de datos de la EEE INQUA Scale.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación CGL-2005-04655/BTE, CGL-2005-01336/BTE, HA2004-0099 y PCI 2005-A5-0208.

Referencias bibliográficas

- Martínez Solares, J.M. & Mezcua, J. (2002). Catálogo Sísmico de la Península Ibérica. *Monografías IGN, 18*. IGN, Madrid, 253 pp.
- Michetti, A.M. et al. (2004). The INQUA Scale. *Memorie Descrittive Della Carta Geologica D'Italia, 67*. APAT, SystemCart Srl, Roma, Italia.



VOLCANES DE FANGO, CHIMENEAS Y GASES HIDRATOS: MANANTIALES DE HIDROCARBUROS NATURALES EN EL GOLFO DE CÁDIZ

L. Somoza (1); L. Pinheiro (2); V. Diaz del Rio (3); T. Medialdea (1); V. Magalhaes (4); F.J. Gonzalez (1) y R. Leon (1)

(1) Instituto Geológico y Minero de España, C/Ríos Rosas nº 23, 28003 – Madrid. l.somoza@igme.es

(2) Dpto de Geociências and CESAM, Universidade de Aveiro, 3810-193 - Aveiro, Portugal.

(3) Instituto Español de Oceanografía, Puerto Pesquero s/nº, 29640 – Fuengirola.

(4) Dpto. de Geologia Marinha, Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação I.P., 2721-866 - Alfragide, Portugal

Abstract (Mud volcanoes, carbonate chimneys and gas hydrates: natural hydrocarbon seeps in the Gulf of Cadiz): Numerous seafloor features associated with hydrocarbon seeps have been identified in the Gulf of Cadiz: mud volcanoes, mud-carbonate mounds, pockmarks and slides. Most of the mud volcanoes are found in the eastern domain of the Gulf of Cadiz, which corresponds to the Betic-Rifean Margin, at 400-1400 m depth and follow NE-SW and NW-SE main trends. Scattered mud volcanoes have also been recognized in the lower slope at 2400-3900 m depth. Gas hydrates have been recovered in most of the mud volcanoes surveyed. Dominant tectonic structures are thrust faults, extensional faults, strike-slip faults, and diapiric ridges developed under a compressional regime related to the NW-directed convergent motion between the European and African plates. All these tectonic structures have provided escape pathways for overpressured material and fluids along the sedimentary column and eventually the buildup of mud volcanoes as, probably, episodic events during the Quaternary.

Palabras clave: : Volcanes de fango, Chimeneas, Hidratos de gas, Golfo de Cádiz

Key words: Mud volcanoes, Chimneys, Gas Hydrates, Gulf of Cadiz

El análisis de los datos de sísmica de reflexión, sonda multihaz, sonar de barrido lateral, fotografías y videos submarinos y muestras recogidas en las numerosas campañas oceanográficas realizadas desde el año 1998 en el Golfo de Cádiz, han permitido el reconocimiento de numerosas estructuras asociadas a escapes de fluidos a lo largo del talud continental entre 400 y 3.900 m de profundidad (Somoza *et al.*, 2003; Pinheiro *et al.*, 2003). El origen de estas estructuras se asocia a la tectónica compresiva desarrollada en respuesta a la convergencia dirigida hacia el NW de las placas euroasiática y africana. Las principales estructuras se han agrupado en tres tipos (León *et al.*, 2003): a) volcanes de fango, en algunos de los cuales se han encontrado hidratos de gas, b) montículos de fango carbonatados cubiertos de chimeneas y costras carbonatadas, c) pockmarks. El origen de estas estructuras se relaciona con la presencia de gas termogénico y biogénico en la denominada "Unidad Olistostromica", que se extiende a lo largo del margen hasta las llanuras abisales de la Herradura y el Sena.

Los aproximadamente 40 volcanes reconocidos hasta el momento constituyen edificios de morfología cónica de 800 a 3.500 m de diámetro y alturas de hasta unos 300 m, se distribuyen a lo largo del margen sudibérico y margen marroquí (Fig.1). La formación de estos edificios se produce por episodios de erupción de fangos y fluidos (agua, petróleo, gas) como resultado de procesos de desgasificación de reservorios profundos intercalados con periodos de inactividad (Somoza *et al.*, 2003). Estos volcanes aparecen constituidos por brechas fangosas que muestran evidencias de saturación en gas tales como: estructuras de desgasificación, fuerte olor a H₂S, presencia de organismos quimiosintéticos, etc. (Fig.2).

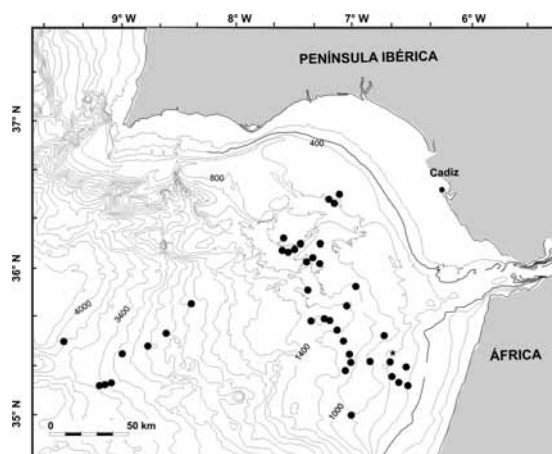


Fig.1. Mapa de situación de volcanes de fango y montículos de fango carbonatados.

Los montículos carbonatados se encuentran a profundidades de 800-1.000 m y muestran un perfil asimétrico caracterizado por fuertes pendientes (12°–25°). Sobre estos montículos se han muestreado numerosas chimeneas, algunas de más de tres metros de longitud compuestas de carbonatos autigénicos con abundantes agregados de óxidos de hierro y framboides de pseudo-pirita (Díaz del Río *et al.*, 2003). Una gran densidad y tipos genéticos de costras carbonatadas se han observado en fotos submarinas. La geoquímica y mineralogía de estas costras y chimeneas parecen indicar procesos "fermentación quimiosintética" durante periodos de emisiones difusas de hidrocarburos, que siguen a las emisiones abruptas de tipo volcánicas. Durante estos periodos de baja presión de hidrocarburos, la actividad microbiana genera grandes cantidades de carbonato y sulfuros por oxidación anaeróbica de los hidrocarburos a

través de la simbiosis entre archaeas y bacterias sulfuroductoras. La presencia de ejemplares vivos y de numerosos fragmentos de corales profundos (*Lophelia pertusa*, *Madrepora oculata*) procedentes del Mediterráneo parece indicar periodos latentes en la actividad de las emisiones de hidrocarburos y la "invasión" de fauna mediterránea asociada a un mismo tramo del nivel del mar en cada ciclo climático-eustático glacial-interglacial cuaternario. Por otra parte, los "pockmarks", colapsos circulares del fondo muestran diámetros de 500 a 3.000 m y muestran un fondo ligeramente ondulado o plano rodeado de fuertes taludes (hasta 25°) o un montículo central.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido realizado en el marco de los proyectos TASYO (MAR 98-0209) y GADES (REN2002-04117-C03/MAR). Constituye también una contribución a los proyectos EuroCORE-EuroMARGINS MVSEIS (O1-LEC-EMA24F /PDCTM72003/DIV/40018, REN2002-11669-EMAR) y MOUNDFORCE (O1-LEC-EMA06F, REN2002-11668-E-MAR) de la ESF, así como al proyecto Consolider-Ingenio 2010 CSD2006-0041-TOPOIBERIA..

Referencias bibliográficas

- Díaz-del-Río, V., Somoza, L., Martínez-Frías, J., Mata, M.P., Delgado, A., Hernández-Molina, F.J., Lunar, R., Martín-Rubí, J.A., Maestro, A., Fernández-Puga, M.C., León, R., Llave, E., Medialdea, T. & Vázquez, J.T. (2003). Vast fields of hydrocarbon-derived carbonate chimneys related to the accretionary wedge/olistostrome of the Gulf of Cádiz. *Mar. Geol.*, 195, 177-200.
- León, R., Somoza, L., Medialdea, T., Maestro, A., Díaz-Del-Río, V. & Fernández-Puga, M.C. (2006). Classification of sea-floor features associated with methane seeps along the Gulf of Cádiz continental margin. *Deep-Sea Res. II.*, 53, 1464-1481.
- Pinheiro, L., Ivanov, M.K., Sautkin, A., Akhmanov, G., Magalhães, V., Volkonskaya, A., Monteiro, J.H., Somoza, L., Gardner, J., Hamouni, N. & Cunha, M.R. (2003). Mud volcanism in the Gulf of Cadiz: results from the TTR-10 cruise. *Mar. Geol.*, 195, 131-151.
- Somoza, L., Díaz-del-Río, V., León, R., Ivanov, M., Fernández-Puga, M.C., Gardner, J.M., Hernández-Molina, F.J., Pinheiro, L.M., Rodero, J., Lobato, A., Maestro, A., Vázquez, J.T., Medialdea, T. & Fernández-Salas, L.M. (2003). Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cádiz mud volcano area: Acoustic imagery, multibeam and ultrahigh resolution seismic data. *Mar. Geol.*, 195, 153-176.

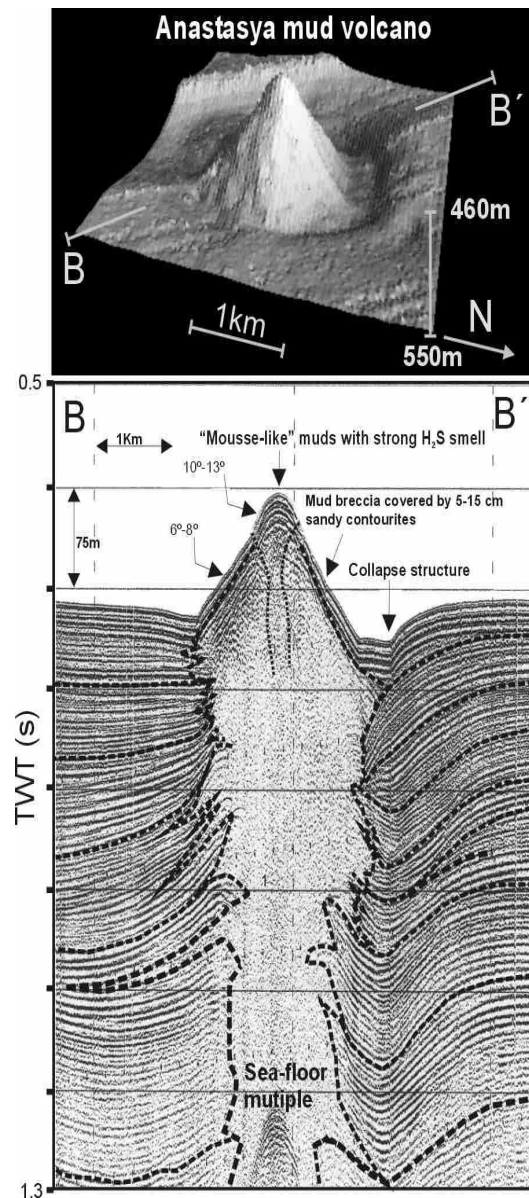


Fig.2. Imagen 3D del volcán de fango Anastasya obtenida con datos de sonda multihaz y perfil sísmico de Sparker.

Simposio 1

Registros ambientales y climáticos cuaternarios: palinología, paleoecología, secuencias litorales, lacustres y eólicas



EL REGISTRO DE POLVO SAHARIANO EN DEPÓSITOS COSTEROS DE FUERTEVENTURA-CANARIAS Y SAL-CABO VERDE (PLEISTOCENO SUPERIOR Y HOLOCENO)

A. Cabero (1), C. Zazo (1), J.L. Goy (2), Cl. Hillaire-Marcel (3), B. Ghaleb (3) C. Dabrio (4), J. Lario (5), T. Bardají (6), J.A. González-Delgado (2)

- (1) Dpto. Geología, Mus. Nac. Ciencias Naturales – CSIC. José Gutiérrez Abascal 2, 28006-Madrid acabero@mncn.csic.es
mcnzc65@mncn.csic.es
 (2) Dpto. Geología, Universidad de Salamanca. joseलगoy@usal.es angel@usal.es
 (3) GEOTOP-UQAM, Canadá. chm@uqam.ca, r13644@er.uqam.ca
 (4) Dpto. Estratigrafía-Universidad Complutense, Madrid. dabrio@geo.ucm.es
 (5) Dpto. Ciencias Analíticas, UNED, Madrid. javier.lario@ccia.uned.es
 (6) Dpto. Geología, Universidad de Alcalá, Madrid. teresa.bardaji@uah.es.

Abstract (Saharan dust record on coastal deposits from Fuerteventura-Canary and Sal-Cape Verde, Upper Pleistocene and Holocene): Petrographical and mineralogical analysis on Pleistocene and Holocene coastal deposits from Fuerteventura (Canary) and Sal (Cape Verde) Islands were used in order to evaluate Saharan dust contribution to sedimentary record. Data suggest that dust accumulated in runoff deposits rather than aeolian dunes as it could be expected.

Palabras clave: Macaronesia, Alisios, dunas eólicas, petrografía-mineralogía.

Key words: Macaronesian, trade winds, aeolian dunes, petrography-mineralogy.

Introducción y resultados

Las islas de Sal (Cabo Verde) y Fuerteventura (Canarias) poseen un clima árido-semiárido dominado por los vientos Alisios del NE, y precipitaciones concentradas en un par de meses al año. Su proximidad al continente africano las hace especialmente sensibles a las tormentas de polvo procedentes del Sahara (Fig.1). En el entorno de estas islas existen numerosos estudios tanto en medio oceánico (Pflaumann *et al.*, 1998; Moreno, 2002) como continental (Glaccum y Prospero, 1980; Damnati *et al.*, 1996; Swezey, 2001; Criado *et al.*, 2004) sobre las características y variaciones en el pasado de los aportes de polvo procedentes del Sahara, definiendo algunos indicadores eólicos para reconocer dichos aportes en los sedimentos.

Este estudio presenta los resultados de un muestreo preliminar sobre depósitos actuales de escorrentía superficial y eólicos de la isla de Sal, así como en depósitos costeros holocenos y del último interglaciar de las islas de Sal y Fuerteventura, con el objetivo de

valorar su capacidad de registro de los aportes eólicos africanos. La metodología empleada incluye cartografía geomorfológica, análisis de facies sedimentarias y dataciones isotópicas (Th/U, ^{14}C) previo al muestreo (Zazo *et al.*, 2002, 2007). Y, para este trabajo, estudios petrográficos con lámina delgada y microscopio electrónico de barrido (MEB), análisis mineralógico con difracción de rayos X, y análisis granulométricos de la fracción inferior a 2mm con un Coulter Laser; todo ello realizado en los laboratorios del Museo Nacional de Ciencias.

Las muestras de polvo sahariano que llega en la actualidad a Sal (Glaccum y Prospero, 1980) y a Canarias (Criado y Dorta, 2003) poseen unos minerales comunes: cuarzo, calcita, illita, caolinita y yeso; y otros diferenciadores: cloritas y feldespatos en Sal, hematites y apatito en Canarias. El polvo es siempre de tamaño limo con valores medios ~6 μm en Sal y entre 12-18 μm en Canarias. De todos los minerales presentes, son el cuarzo, la illita, la caolinita y las cloritas las que se han usado como indicadores de polvo sahariano (Damnati *et al.*, 1996;

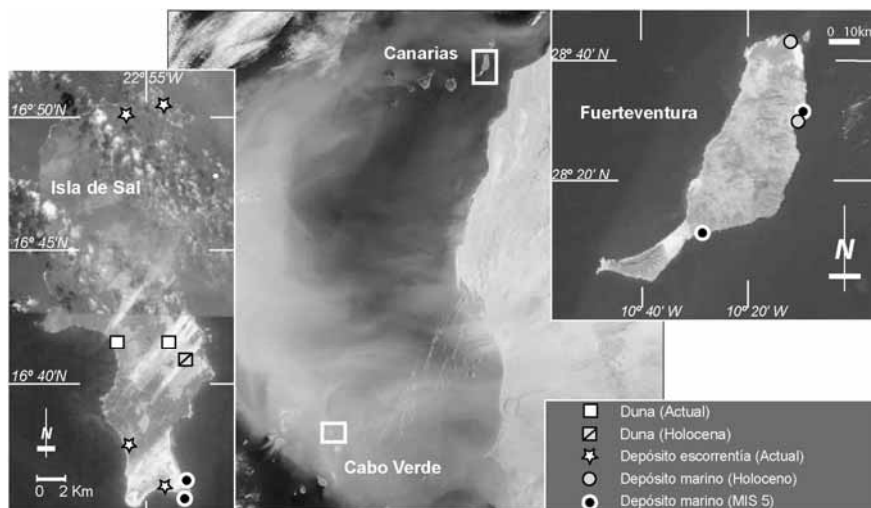


Fig.1. Localización de las zonas de muestreo, tipos de depósitos y edades.

Pflaumann *et al.*, 1998; Moreno, 2002; Criado *et al.*, 2004, e.g.) ya que son minerales ausentes o escasos en las islas volcánicas y abundantes en distintas áreas madres del Sahara (cuarzo, illita y clorita del Atlas marroquí y N. del Sahara; caolinita y óxidos de Fe de las zonas lateríticas del Sahel, Sur del Sahara).

Las muestras de ambientes continentales actuales y holocenos recogidas en la isla de Sal pueden dividirse mineralógica y granulométricamente en dos grupos, relacionados directamente con el medio sedimentario que las ha generado:

- Sedimento acumulado por procesos eólicos (dunas): de carácter unimodal, tamaños entre limo muy grueso y arena media (medias ~180 μm), se caracteriza por la presencia abundante de calcita y aragonito, la ausencia de augita, y por tener bajos contenidos o ausencia de cuarzo (2-10%), illita (~10%) y cloritas (~3%). Además de contenidos variables de feldespatos, yeso y halita.

- Sedimento acumulado en zonas deprimidas por escorrentía superficial: bi-polimodales, tamaños entre limo - arena media (medias ~70 μm), se caracterizan por la abundancia de augita y la ausencia de calcita y aragonito. El cuarzo, siempre presente (~16%), (Fig. 2), illita (~18%) y cloritas (~4%), además de contenidos variables de feldespatos, yeso y halita. Y tan solo en una de las muestras se registra caolinita (6.8%).

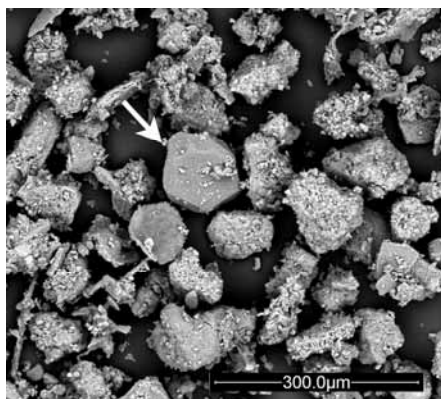


Fig. 2. Imagen de MEB. Sedimento de escorrentía superficial. N de Sal. La flecha señala un cuarzo eólico.

Las muestras de depósitos costeros seleccionadas para este estudio se interpretaron en campo y lámina delgada como sedimento marino alterado (Sur de la isla de Sal y Norte de Fuerteventura, Zazo *et al.*, 2002 y 2007) o con cierta influencia de aportes continentales (Este y Sur de Fuerteventura, Zazo *et al.*, 2002). Predomina el tamaño arena fina-arena media (medias ~280 μm), con distribuciones uni y polimodales. Todas poseen un contenido mineralógico intermedio entre los dos tipos de sedimentos actuales antes descritos: poseen tanto calcita y aragonito (20-40%), como altos contenidos de augita (40-80%), además de feldespatos y otros minerales; Tan solo el cuarzo (~1-5%) aparece como elemento eólico en los depósitos de Sal, mientras que en Fuerteventura, además del cuarzo aparece también illita. Clorita y caolinita no se sedimentan en este tipo de depósitos. Tampoco hay diferencias marcadas entre los contenidos de los depósitos holocenos y los del último interglacial.

Discusión y conclusiones

Contrario a lo que cabría esperar, los minerales indicadores de aportes eólicos saharianos no son más abundantes en los sedimentos propiamente eólicos, sino en aquellos generados por procesos de escorrentía superficial en las zonas deprimidas. Su presencia es, en efecto, indicadora de fuertes vientos procedentes del continente africano y transporte abundante de polvo, pero su abundancia en el medio continental no está directamente relacionada con mayor intensidad de vientos, sino con la presencia o no de lluvias estacionales capaces de arrastrar el polvo de las capas altas de la atmósfera a la superficie continental. Las dunas se alimentan fundamentalmente de carbonato biogénico actual y/o relicto. Y en los depósitos costeros tan solo el cuarzo puede usarse como indicador de fuertes vientos y aportes del continente africano. Acorde con los resultados de Pflaumann *et al.* (1998), los aportes durante el presente interglacial provienen fundamentalmente del norte del Sahara, con mayor presencia de illita y cloritas que de caolinita. Cabe destacar también la ausencia de esmectitas en los sedimentos continentales de Sal (abundantes en Canarias como resultado de alteración de materiales volcánicos, Danmatí *et al.* 1996).

Agradecimientos: Proyectos CGL-2005-01336/BTE y CGL-2005-04655/BTE, IGCP 495, INQUA Coastal and Marine Processes Comm. R. Glez. Martín (Lab. Dif. R. X)

Referencias bibliográficas

- Criado, C. & Dorta, P. (2003) An unusual "blood rain" over the Canary Islands (Spain). The storm of January 1999. *Journal of Arid Environments*, 55, 765-783.
- Criado, C., Guillou, H., Hansen, A., Hansen, C., Lillo, P., Torres, J.M. & Naranjo, A. (2004). Geomorphological evolution of Parque Natural de Las Dunas de Corralejo (Fuerteventura, Canary Islands). En: *Contribuciones recientes sobre geomorfología*. (VIII Reunión Nacional de Geomorfología, Toledo). (Benito, G. & Díez Herrero, A. eds.). Madrid: CSIC, Vol. I, 291-297.
- Dammati, B., Petit-Maire, N., Fontugne, M., Meco, J. & Williamson, D. (1996). Quaternary paleoclimates in the Eastern Canary Islands. *Quat. International*, 31, 37-46.
- Glaccum, R.A. & Prospero, J.M. (1980). Saharan aerosols over the tropical North Atlantic. *Mineralogy. Marine Geology*, 37, 295-321.
- Moreno, A. (2002). *Registro del aporte de polvo de origen sahariano y de la productividad oceánica en la Cuenca del Norte de Canarias y en el Mar de Alborán*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona.
- Pflaumann, U., Sarnthein, M., Ficken, K., Grothmann, A. & Winkler, A. (1998). Variations in eolian and carbonate sedimentation, sea-surface temperature, and productivity over the last 3 M.y. at site 958 off northwest Africa. *Proc. of the O. D.P., Scientific Results*, 159T, 3-16.
- Swezey, C. (2001) Eolian sediment responses to late Quaternary climate changes: temporal and spatial patterns in the Sahara. *Paleogeog., Paleoclima., Palaeoec.*, 167, 119-155.
- Zazo, C, Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C.I., Gillot, P.Y., Soler, V., González, J.A., Dabrio, C.J. & Ghaleb, B. (2002). Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited – a reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Island during the Quaternary. *Quat. Sci. Rev.* 21, 2019–2046.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Soler, V., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., González-Delgado, J.A., Bardají, T. & Cabero A. (2007) Quaternary marine terraces on Sal Island (Cape Verde archipelago). *Quaternary Science Reviews*, doi:10.1016/j.quascirev.2006.12.014.



CAMBIOS DE NIVEL DEL MAR EN EL LITORAL CANTÁBRICO ORIENTAL: ¿QUÉ SABEMOS A PARTIR DEL REGISTRO SEDIMENTARIO ESTUARINO?

A. Cearreta (1), E. Leorri (2), G. Solar (1), M. Monge-Ganuzas (1) y E. Iriarte (3)

- (1) Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco/EHU, Apartado 644, 48080 -Bilbao. alejandro.cearreta@ehu.es
- (2) UPRES EA 2644 Laboratoire des Bio-Indicateurs Actuels et Fósiles, Université d'Angers-UFR Sciences, 2 Boulevard Lavoisier, 49045 - Angers Cedex, Francia
- (3) Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria, E.T.S. Ing. Caminos, Canales y Puertos, Universidad de Cantabria, Av. de los Castros s/n, 39005 - Santander.

Abstract (Sea-level changes on the eastern Cantabrian coast: what do we know from the estuarine sedimentary record?):

The foraminiferal assemblages recorded in the sedimentary successions of the Cantabrian estuaries have been palaeoenvironmentally interpreted allowing definition of the sedimentary infill as a depositional sequence within a fourth-order eustatic cycle (Holocene). These sedimentary sequences comprise a wide range of foraminiferal assemblage zones (FAZs) organized into three systems tracts: low sea-level conditions during Lateglacial (LST), a marine transgression (TST, 8500-3000 cal BP), and a stabilized high sea-level (HST, 3000 cal BP-20th century). Furthermore, high resolution analysis of recent marsh sequences allowed the development of a transfer function based on benthic foraminifera that produced an estimation of sea level rise of 1,4 mm/yr for the period 1810-1997 (0,70 mm/yr during 1810-1930 and 3,30 mm/yr for 1930-1997).

Palabras clave: foraminíferos bentónicos, medios sedimentarios estuarinos, transgresión marina, Golfo de Vizcaya

Key words: benthic foraminifera, estuarine depositional environments, marine transgression, Bay of Biscay

Durante los últimos años se han estudiado diferentes sondeos perforados hasta sustrato en las principales zonas estuarinas del cantábrico oriental. En el estuario de Santoña, Cearreta y Murray (1996) en base al contenido en foraminíferos reconocieron dos secuencias de somerización diferentes (desde un medio intermareal marino hasta una marisma baja) separadas por un límite de solapamiento transgresivo (TOB). Estos autores concluyeron que el ascenso relativo en el nivel marino en ese estuario parecía ser más pulsante que continuo. Los intentos de datación del TOB entre ambas secuencias utilizando caparazones de foraminíferos calcáreos autóctonos (Cearreta y Murray, 2000) dio lugar a resultados poco fiables como consecuencia del importante retrabajamiento de caparazones más antiguos asociado con el episodio transgresivo.

Las asociaciones de foraminíferos registradas en las secuencias sedimentarias de numerosos sondeos perforados en la Ría de Bilbao fueron analizadas por Cearreta (1998) y Leorri y Cearreta (2004) y organizadas en tres cortejos sedimentarios. Durante las condiciones de nivel marino bajo en el Tardiglacial, la sedimentación estuvo representada por gravas fluviales y arenas gruesas que apenas contenían foraminíferos (cortejo sedimentario de nivel marino bajo, LST). Conforme fue teniendo lugar la transgresión marina (datada localmente en 8500-3000 cal BP), estos sedimentos gruesos fueron preservados en las zonas superior y media del estuario mediante la superposición de unos depósitos estuarinos que se iban desplazando tierra adentro, mientras que en la zona inferior del estuario los materiales del LST fueron retrabajados e incluidos dentro del nuevo cortejo sedimentario transgresivo (TST). Grandes volúmenes de sedimentos de origen marino fueron depositados en el estuario inferior, una alternancia de sedimentos

marinos y salobres se acumularon en la zona media del estuario, y materiales de origen salobre se depositaron en el estuario superior. La parte final de este cortejo sedimentario transgresivo está representada por materiales de mar abierto cuyo límite superior aparece definido por una superficie de máxima inundación marina. Por último, el cortejo sedimentario de nivel marino alto (HST), que se ha depositado desde los 3.000 cal BP hasta el siglo XX, representa unas condiciones inter- y supramareales salobres ya que este relleno sedimentario se ha ido realizando en unas condiciones de nivel marino estable.

Sin embargo, el análisis de secuencias sedimentarias en zonas marginales de este estuario ha mostrado la presencia de materiales marinos relictos de edad pre-Holocena (46.860 ± 1.600 y 43.380 ± 1.000 BP, Cearreta et al., 2006a) así como de materiales estuarinos con una edad comprendida entre 7.490-6.000 cal BP cubiertos por potentes gravas fluviales datadas en 5.910-4.770 cal BP (datos no publicados) sugiriendo que la naturaleza del relleno sedimentario estuarino es muy compleja.

A lo largo del estuario del Oka (Urdaibai) la secuencia sedimentaria en la zona inferior muestra una primera deposición de carácter mixto estuarino-marino a partir de los 10030 años cal BP por encima de un potente nivel de origen fluvial y edad pleistocena. En la zona media del estuario se ha detectado la primera sedimentación fangosa de carácter estuarino a partir de los 7.930 cal BP por encima de conglomerados fluviales. El nivel arenoso superior corresponde a los últimos 3.290 cal BP (datos no publicados). Por último, en la zona superior del estuario la influencia mareal alcanzó el antiguo valle fluvial hace >6.230 cal BP. Se han detectado medios vegetados de marisma durante el intervalo

6.750-2.970 cal BP y desde >4.410 cal BP hasta <1.500 cal BP (Cearreta *et al.*, 2006b).

Finalmente, en el estuario del Bidasoa, Cearreta (1994) encontró un límite de solapamiento transgresivo comparable al observado en otros estuarios separando dos secuencias sedimentarias de somerización. La secuencia superior mostraba una reducción de la inundabilidad marina hasta las marismas actuales. En la secuencia inferior los depósitos basales fueron datados mediante radiocarbono en 7.810 ± 130 BP. Una datación realizada por encima del límite de solapamiento transgresivo aportó una edad de 2.740 ± 90 BP.

Diferentes curvas publicadas para el Golfo de Vizcaya muestran que el nivel marino alcanzó aproximadamente su posición actual alrededor de los 3.000 cal BP (Pirazzoli, 1991). El proceso de relleno sedimentario estuarino muestra dos fases bien diferenciadas: una fase inicial rápida que cronológicamente corresponde al cortejo sedimentario transgresivo (TST) seguido por una segunda fase más lenta, topográficamente próxima al nivel marino actual, que está representada por el cortejo sedimentario de mar alto (HST). Por tanto, siguiendo el ascenso postglacial del nivel marino, los estuarios actuales de esta zona geográfica comenzaron a desarrollarse alrededor de los 8.500 cal BP. Además, un evento transgresivo final ha sido datado alrededor de los 3.000 cal BP cuando el nivel marino alcanzó aproximadamente su posición actual dando comienzo a una segunda secuencia de somerización.

Actualmente, en las marismas del cantábrico oriental los foraminíferos muestran una importante zonación vertical y, en consecuencia, se ha podido establecer una función de transferencia que ha permitido una estimación cuantitativa de distintos puntos indicadores del nivel marino. Esta técnica estadística ha mostrado que los foraminíferos de marismas pueden ser buenos indicadores de antiguos niveles del mar.

Leorri *et al.* (2007) situaron en el tiempo las paleotopografías reconstruidas basadas en foraminíferos para generar una curva del nivel relativo del mar donde la cronología ha sido establecida a partir de las tasas de sedimentación obtenidas mediante ^{137}Cs y ^{210}Pb (Fig.1). Esta curva representa un lapso temporal de unos 200 años, con una velocidad de ascenso marino de 1,4 mm/año para el periodo 1810-1997, que en detalle mostraría un incremento de 0,7 mm/año durante el intervalo 1810-1930 y 3,3 mm/año para el periodo 1930-1997. Se ha comparado la elevación reconstruida de la paleosuperficie de marisma (RPSE) con los datos procedentes del mareógrafo de Brest (registro más dilatado en el Golfo de Vizcaya) con el fin de evaluar su precisión, observándose una gran similitud entre ambos registros con una aceleración de la velocidad de ascenso marino alrededor de 1920-1930 que se correspondería con el periodo industrial.

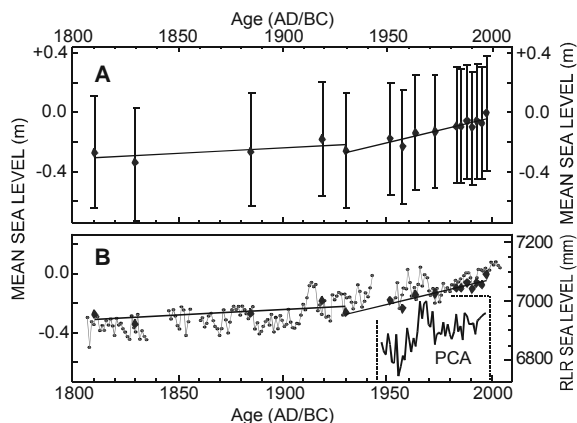


Fig.1.A: curva del nivel relativo del mar obtenida en la marisma de Ostrada (Plentzia) a partir de la función de transferencia y de dataciones ^{210}Pb ; B: comparación de esta curva con los valores anuales del mareógrafo de Brest para los últimos 200 años.

Además, en base a la función de transferencia desarrollada y al RPSE deducido, el lapso temporal de la información sobre el nivel marino para la zona S del Golfo de Vizcaya podría expandirse hasta el año 1600 realizando un análisis de regresión a partir de la tasa de sedimentación obtenida.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado con cargo a los proyectos UNESCO04/05, UNESCO06/08 y GIU06/10. Representa además una contribución al IGCP Project 495.

Referencias bibliográficas

- Cearreta, A. (1994). Análisis micropaleontológico e interpretación paleoecológica del relleno sedimentario holoceno en el estuario del Bidasoa (Golfo de Bizkaia). *Geobios*, 27, 271-283.
- Cearreta, A. (1998). Holocene sea-level change in the Bilbao estuary (north Spain): foraminiferal evidence. *Micropaleontology*, 44, 265-276.
- Cearreta, A., Leorri, E. & Santos, L. (2006a). The stratigraphic significance of reworked Quaternary microfossils in the Holocene of the Bilbao estuary (northern Spain). *Revista Española de Micropaleontología*, 38, 191-201.
- Cearreta, A., Monge Ganuzas, M. & Iriarte, E. (2006b). Análisis micropaleontológico (foraminíferos) y evolución ambiental holocena del estuario superior del Oka (área de Portuzarra, Gernika-Lumo). *Illunzar*, 6, 57-68.
- Cearreta, A. & Murray, J.W. (1996). Holocene paleoenvironmental and relative sea-level changes in the Santoña estuary, Spain. *Journal of Foraminiferal Research*, 26, 289-299.
- Cearreta, A. & Murray, J.W. (2000). AMS ^{14}C dating of Holocene estuarine deposits: consequences of high-energy and reworked foraminifera. *The Holocene*, 10, 155-159.
- Leorri, E. & Cearreta, A. (2004). Holocene environmental development of the Bilbao estuary, northern Spain: sequence stratigraphy and foraminiferal interpretation. *Marine Micropaleontology*, 51, 75-94.
- Leorri, E., Horton, B., Cearreta, A. & Alday, M. (2007). Development of a foraminiferal-based transfer function in the Basque marshes, N. Spain: implications for sea-level studies in the Bay of Biscay. *Marine Geology*.
- Pirazzoli, P.A. (1991). *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*. Elsevier, Amsterdam, 300 pp.



EVENTOS DE HEINRICH RECONOCIDOS MEDIANTE PARÁMETROS MAGNETO-MINERALÓGICOS EN SEDIMENTOS DEL PLEISTOCENO SUPERIOR DEL MARGEN GALLEGO

R. Coimbra (1), D. Rey (1), K. Mohamed (1), P. Álvarez-Iglesias (1), F. Vilas (1) y T. Frederichs (2).

(1) Dpto de Geociencias Marinas y O. T. Universidade de Vigo. Campus Lagoas Marcosende. 36310 Vigo. rcoimbra@uvigo.es

(2) Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, D-28334 Bremen, Germany.

Abstract (Heinrich events depicted by magneto-mineralogical parameters on Upper Pleistocene sediments from the Galician margin): Three gravity cores extracted from the Galicia margin were studied in order to identify and characterize Heinrich layers. Magnetic parameters such as magnetic susceptibility (κ), ARM_{100} and low temperature measurements (remanence and susceptibility) were used to determine the mineralogical components of these events. The development of loops on the ARM_{100} vs. K plot shows an increasing grain size trend at these levels. This feature, along with the identification of stoichiometric magnetite grains by low temperature techniques, supports that ice rafting was responsible for the transport of such material to the Galician margin.

Palabras clave: propiedades magnéticas, eventos de Heinrich, medidas de baja temperatura, transporte por icebergs.

Key words: magnetic properties, Heinrich events, low temperature measurements, ice rafting.

El margen Ibérico disfruta de una localización geográfica privilegiada en lo que respecta al estudio de la dinámica climática del Holoceno debido a las elevadas tasas de sedimentación que presenta y a las oscilaciones del frente Polar ocurridas a estas latitudes durante el Último Período Glaciar.

El área de estudio se localiza en el flanco SW del Banco de Galicia, a profundidades de 3.363 a 4.171 metros. Las corrientes marinas profundas que afectan la zona de estudio son la Corriente Profunda del Atlántico Norte (NADW) y la Corriente Antártica de Fondo (AABW), cuyo sentido principal en la zona de estudio se dirige hacia el Norte. El aporte sedimentario hacia esta zona procede de fuentes locales (sedimentos del propio Banco de Galicia), regionales (transportados por las corrientes desde zonas localizadas al sur) y distales (material transportado por icebergs).

Los tres testigos de gravedad (TG) estudiados en este trabajo reflejan la variabilidad morfológica del Banco de Galicia (descrita en Llave et al., *in press*): el TG4 (67 cm de longitud) se localiza en un escarpe de falla, el TG8 (ca. 3 metros) en la cresta de un lóbulo sedimentario y el TG10 (ca. 3 metros) en un canal interlobular (Fig.1).

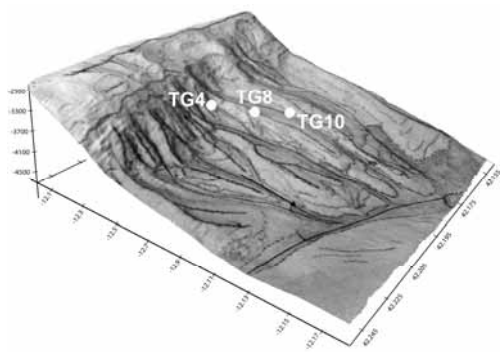


Fig. 1. Esquema morfológico de la zona de estudio donde se localizan los tres testigos estudiados (adaptado de Llave et al., *in press*).

El registro sedimentario de estos testigos está dominado por turbiditas desde hace 30 ka, intercaladas por capas de IRD (*ice-rafted debris*). En los últimos 14 ka domina la sedimentación hemipelágica, como consecuencia del aumento de intensidad de las corrientes de fondo (Rey et al., *in press*).

Se obtuvieron muestras discretas de estos testigos cada 2.5 cm en los 50 cm superiores, y cada 10 cm en el resto de los testigos. A continuación se midieron sus propiedades magnéticas, mostrando la susceptibilidad magnética por unidad de masa (χ) valores dentro del rango presentado por otros autores para el Atlántico Norte (Moreno et al., 2002; Kissel, 2005). Los valores de fondo fueron de $100 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$ y los valores máximos de 200 a $300 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$. La relación entre la Remanencia Magnética Anhisterética a 100 mT (ARM_{100}) y la susceptibilidad por unidad de volumen (κ) mostró que los niveles con la mayor concentración de minerales ferrimagnéticos se corresponden también con aumentos del tamaño de grano magnético (Fig.2). Este comportamiento es coherente con el esperado para los eventos de Heinrich a estas latitudes (Kissel, 2005).

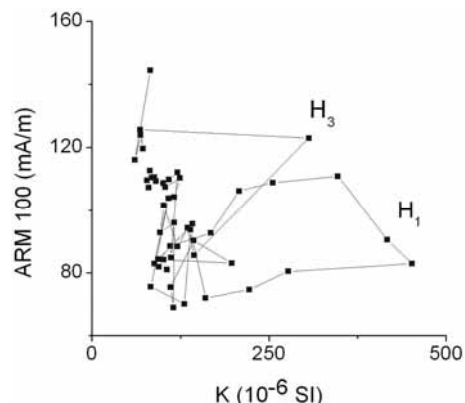


Fig. 2. Relación entre la K y la ARM_{100} en el TG8 (H_1 y H_3 - eventos de Heinrich).

Las muestras correspondientes a los eventos de Heinrich se sometieron a ciclos de enfriamiento-calentamiento de la Remanencia Isotérmica de Saturación entre 5 y 300 K ($SIRM_{300K}$). Estos análisis presentaron un comportamiento reversible en el tramo 90-0-90K (Fig.3a), poniendo de manifiesto el dominio de una mineralogía magnética de baja coercividad, probablemente (titano)-magnetita o maghemita (Özdemir *et al.*, 2002).

El porcentaje de disminución de remanencia tras completar el ciclo (40 a 45 %) indica la presencia de granos de mayor tamaño, en comparación con las demás muestras analizadas.

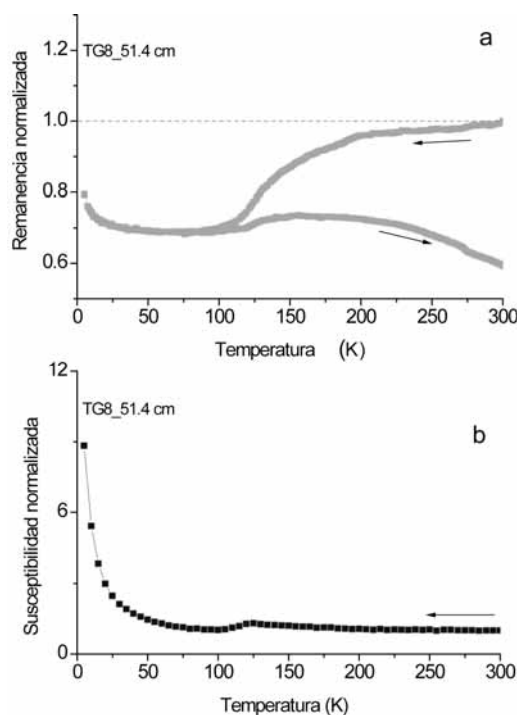


Fig. 3. Ciclo de $SIRM_{300K}$ (a) y susceptibilidad de baja temperatura (b) para la muestra TG8_51.4 cm.

La pérdida brusca de susceptibilidad de baja temperatura a 120K (Fig.3b) se debe a la transición de Verwey, característica de la magnetita, en la cual ésta cambia del sistema cúbico al monoclinico. Esto confirma, por tanto, la presencia de este mineral en estas muestras. Además, este resultado indica una elevada pureza de este mineral, ya que la transición de Verwey a 120K es exclusiva de la magnetita estequiométrica (Verwey, 1939).

Agradecimientos: Este trabajo es la contribución número 387 del grupo GEOMA (XM2), a los proyectos REN2003-02822 del MEC y PDGCIT3RMA30101PR de la Xunta da Galiza.

Referencias bibliográficas

- Kissel, C. (2005). Magnetic signature of rapid climatic variations in glacial North Atlantic, a review. *C. R. Geosciences* 337, 908-918.
- Llave, E., García, M., Pérez, C., Sayago, M., Farrán, M., Ercilla, G., León, R., Maestro, A., Medialdea, T., Somoza, L., Hernández-Molina, F. J., Álvarez, R., Durán, R., & Mohamed, K. (*In press*). Morphological features analysis of the SW Galician Bank half-graben : a slope apron example. *Mar. Geol.*
- Moreno, E., Thouveny, N., Delanghe, D., McCave, N., & Shackleton, N. (2002). Climatic and oceanographic changes in the Northeast Atlantic reflected by magnetic properties of the sediments deposited on the Portuguese Margin during the last 340 ka. *Earth Planet. Sci. Lett.* 202, 465-480.
- Özdemir, Ö., Dunlop, D. & Moskowitz, B. (2002). Changes in remanence, coercivity and domain state at low temperature in magnetite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 194, 343-358.
- Rey, D., Rubio, B., Mohamed, K, Vilas, F., Alonso, B., Ercilla, G. & Rivas, T. (*In press*) Detrital and early diagenetic processes in Late Pleistocene and Holocene sediments from the Galicia Bank inferred from high-resolution enviromagnetic and geochemical records. *Mar. Geol.*
- Verwey, E. J. W. (1939). Electronic conduction of magnetite (Fe_3O_4) and its transition point at low temperatures. *Nature*, 44, 327-328.



CRONOLOGÍA POR OSL DEL EÓLICO COSTERO Y EVOLUCIÓN DEL NIVEL DEL MAR EN EL NW IBÉRICO DURANTE EL CUATERNARIO SUPERIOR.

D. Fernández-Mosquera (1), J.R. Vidal-Romani (1), J. Sanjurjo-Sánchez (1) y H. Granja (2)

(1) Instituto Universitario de Geología. Universidad de Coruña. Campus de Elviña s/n 15071 Coruña. xeoloxia@udc.es

(2) Ciências da Terra. Campus de Gualtar. Universidade do Minho. Braga (Portugal).

Abstract (Upper Quaternary luminescence dating of eolian series and sea level evolution (NW of Iberian Peninsula): NW Iberia coastal evolution is not well-known during the Quaternary due to the lack of sedimentary data. This paper is a characterization of dune systems, present and fossil (eolianites) during the last 300 ka. The eolian sediments show the most widespread distribution and continuous sedimentary record in the NW Iberian coast. It is observed a clear zonation of these eolian deposits that are distributed by age in older in the Spanish coast and more modern in the Portuguese coast. Based on these differences, some authors refer to the existence of neotectonic movements in the NW Iberian coast. However, these differences may be justified by the different topography of the coast, mainly cliff-like in the north and low coast of primary eolian accretion in the south.

Palabras clave: OSL, eolianitas, Cuaternario superior, NW Ibérico.

Key words: OSL, eolianites, Upper Quaternary, NW Iberia.

La costa del NW ibérico entre Foz (Galicia, España) y Aveiro (Portugal) tiene 4 grandes unidades morfológicas: (1) rías, (2) rasas/niveles marinos, (3) acantilados y (4) sedimentos: eólicos, marinos, paleobosques y de vertiente. Las unidades 1, 2 y 3 se suponen cenozoica y la 4 se atribuye al Cuaternario superior. En ella los eólicos corresponden a etapas marinas regresivas. No han sido estudiados en España y sólo parcialmente en Portugal. Presentan dos facies distintas, (1) dunas s.l.) y (2) eolianitas. La facies 1 conserva estructuras eólicas originales y aparece en toda la costa aunque domina en la costa NW portuguesa con edades entre 6 ka BP y la actualidad. La facies 2 ha sido descrita en la costa española y su edad está entre 70 ka y 300 ka BP, son dunas trepadoras edafizadas, (lavado y cementación) después de su sedimentación. Los eólicos más antiguos corresponden a la costa Norte (tramo español), (Punta Penaboa, Coruña) con una edad alrededor de 300 ka BP. El área fuente de las arenas está en la plataforma continental donde se situarían al final del episodio glaciario (MIS 9e), movilizándose según el mar recuperaba su posición inicial.

Los datos conocidos para las zonas glaciadas inmediatas (Serra de Gêrez /Xurés, Vidal Romani *et al.*, 1999), los asocian a la etapa glaciario de mayor extensión del NW Ibérico. A ella corresponde una superficie de pulido glaciario (X-2; ^{21}Ne 231±48 ka BP) la más antigua de la Península Ibérica hasta ahora. X-2 se sitúa (Vidal Romani *et al.*, 1999) entre dos morrenas sucesivas (MIS 8) por lo que el máximo glaciario en el NW sería aún más antiguo.

Roucoux *et al.* (2006) en una secuencia de un sondeo marino, señalan para MIS 8, dos períodos de volumen de hielo más grande separados por un período de volumen de hielo más bajo entre 253 y 226 ka BP (MIS 8c), al que corresponde X-2, (Vidal Romani *et al.*, 1999), Penaboa 1 (292±51 ka BP) y

Penaboa 2 (304±49 ka BP) en la zona costera española. Todos estos depósitos serían posteriores a la fase cálida asociada al MIS 9e a la que eventualmente podríamos asociar el nivel marino (15 m.s.n.m.) situado bajo eolianitas de Penaboa 1 y 2. El episodio eólico de Penaboa es la respuesta a la prolongada eolización de la costa durante casi 80 ka durante la que persisten las condiciones marinas regresivas (Roucoux *et al.*, 2006).

La siguiente etapa comprende el intervalo señalado por el MIS 7 y 6: una etapa fría glaciario entre dos máximos cálidos (final del 7e y final del MIS 6 entre 76 ka BP y 171 ka BP). Durante ella quedan progresivamente al descubierto los niveles marinos de Xalfas 50 m.s.n.m. y Tal 0 m.s.n.m. que por la edad de las eolianitas que los fosilizan corresponden al final al MIS 7e/MIS 6 más o menos contemporáneas con el avance glaciario de Serra de Queixa-Invernadoiro (Q-2, 155 ± 30 ka BP) y en Serra do Gerês-Xurés (X-1, 131± 31ka BP). El máximo cálido (entre el MIS 7d y 7e) podría pues haber definido los niveles marinos situados a cotas 50 m.s.n.m. muy generalizados en la costa Norte y en la costa portuguesa (Pinhote, Goios).

En la siguiente etapa entre el final del MIS 6 y el MIS 3 hay un gran número de acontecimientos registrados. El máximo cálido entre el final del MIS 6 y hasta el MIS 5c es el que presenta una mayor duración si se compara con los anteriores.

Los niveles marinos con depósitos asociados se definen bien entre dos cotas extremas: 50 m.s.n.m. y 2 m.s.n.m. Todos están cubiertos por eólicos: a 50 m., Xalfas 142±31 ka BP, Tal 141±27 ka BP, 2m, Langosteira 90±17 ka BP, 2 m., Corme 82,8±16 ka BP, 2 m., y Bornalle 78±27 ka BP, 2 m. Todas estas localidades corresponden a la costa española. El nivel marino mejor definido es el 50 m.s.n.m. que en la costa española está representado por Xalfas y

Monte Louro aunque en el resto de la costa existen numerosos plataformas erosivas al mismo nivel. En la costa portuguesa (Soares de Carvalho *et al.*, 2006), mencionan plataformas de abrasión marina a cotas similares (60 m.s.n.m., Pinhote).

El descenso del nivel del mar durante la regresión marina descubre otras plataformas de abrasión a cotas inferiores 15 m.s.n.m. (Sisargas, Leira, Barrañán, Arteixo, España) con equivalentes en Portugal (15 m.s.n.m., Cepães, Soares de Carvalho *et al.*, 2006). La siguiente etapa desde 40 ka BP hasta la actualidad tiene representación en toda la costa NW ibérica.

La secuencia de Leira (Alonso y Pagés, 2000) (da en su base una edad por ^{14}C > 35 ka BP) es la más antigua de esta etapa y corresponde a una etapa marina regresiva. Durante ella se produce una dinámica de laderas muy enérgica con activa denudación de vertientes. En la costa portuguesa el principal evento es el bosque fósil de Maceda cuya datación por ^{14}C lo sitúa entre los 28 y 20 ka BP. En este momento se produce en la Serra de Queixa el final de la construcción de la Morrena de Chaguazoso, lo que implica que continúa la deglaciación de las montañas galaico portuguesas (Vidal Romaní *et al.* 1999).

La dinámica de vertientes de esta etapa removilizó los depósitos eólicos intercalándolos con otros más modernos. Estas anomalías han sido detectadas en dos localidades: Tal, y Corme, en el tramo español de la costa NW Ibérica. En Corme (Ría de Corme y Laxe), el depósito eólico está acotado a techo y muro por dos niveles orgánicos el inferior con una edad $23,655 \pm 3,40$ ka BP y el superior $18,480 \pm 1,85$ ka BP. En Tal (Ría de Muros) un nivel orgánico situado por debajo de la eolianita dio una edad de $24,060 \pm 3,60$ ka BP, que coincide con esta etapa de activa dinámica de vertientes característica de toda la costa. En Tal y Corme la edad de la eolianita es mucho más antigua ($141,370 \pm 26$ ka B.P. para Tal y $82,800 \pm 8,12$ ka BP para Corme) aunque el breve transporte sufrido por los eólicos no llega a borrar la señal de luminiscencia original.

La siguiente etapa se ha reconocido sólo en Costa Norte y es el único nivel marino encontrado hasta ahora por debajo del nivel del mar. La edad de la base de esta secuencia marina (19 m.b.n.m.) ha sido determinada en 15 ka BP (Mosquera, 2000) y equivaldría al final de Maceda (28 a 20 ka BP) y al depósito de Corme (23,6 a 18,4 ka BP). Ambos son depósitos continentales con el nivel del mar a 20 m.b.n.m. comenzando a subir lentamente entre 29 a 18 ka BP.

El resto de la historia coincide con el final de la deglaciación en las montañas galaico portuguesas y la emigración hasta interferir con la costa acantilada de las dunas más recientes y la creación de las lagunas costeras actuales, Frouxeira, Doniños, Traba, Louro, entre otras. El caso mejor conocido de este avance de los frentes dunares es el lagoon de

Doniños, cuyo origen se ha datado en unos 13,5 ka BP.

Entre 8,2 ka B.P y aproximadamente 4,9 ka BP la velocidad de ascenso del nivel del mar se ve atenuada, lo que facilitará el accionamiento eólico de los arenales existentes a lo largo de toda la costa, formando en Doniños y en Louro, Traba, Barrañán, etc. la actual barrera que separa hoy el lagoon del mar (López Cancelo, 2004).

A partir de este momento, 4,9 ka BP, tiene lugar un segundo pulso transgresivo que dará lugar a la inundación de los sistemas de barra y lagoon como el de Seselle (4,22-3,45 ka B. y 0,7 m.b.n.m.) (Santos y Vidal Romaní, 1993) y finalmente el avance de la duna de Corrubedo (Coruña) ($2,28^{\pm} 0,06$ ka BP y $1,045^{\pm} 0,125$ ka BP). Durante ella queda fosilizado un suelo interdunar con restos de plantas en posición de vida (Vilas *et al.*, 1991) ($0,695^{\pm} 0,07$ ka BP).

Las series eólicas se han demostrado como un buen criterio para reconstruir las variaciones en el nivel del mar en la costa NW Ibérica. Al menos para los últimos 300 ka BP demuestran que las diferencias existentes entre la costa española y la portuguesa no son justificables necesariamente por neotectónica sino por diferencias en el relieve previo, mucho más antiguo probablemente debido en éste caso a movimientos neotectónicos.

Referencias bibliográficas

- Alonso, A. & Pagés, J.L. (2000). El registro sedimentario del final del Cuaternario en el litoral noroeste de la Península Ibérica. Márgenes cantábrico y atlántico. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13, (1), 17-29.
- López Cancelo L. (2004). *Cambios paleoambientales en el NW peninsular durante el Holoceno determinados a partir del estudio de foraminíferos bentónicos*. Tesis Doctoral. Universidade da Coruña, 293 pp.
- Mosquera, M.J. (2000) *Evolución post-glaciar del nivel del mar en el NO de la península Ibérica: El caso del Golfo ártabro*. Tesis Doctoral. Universidade da Coruña, 155 pp
- Roucoux, K.H.; Tzedakis, P.C.; Abreu de L. & Shackleton N.J. (2006). Climate and vegetation changes 180.000 to 345.000 years ago recorded in a deep -sea core off Portugal. *Earth and Planetary Science Letters*, 249, 307-325.
- Santos, L. & Vidal Romaní, J.R. (1993). El lagoon de Seselle: un episodio de la transgresión holocena en la Ría de Ares, (A Coruña, Galicia, España). Datos geomorfológicos, sedimentarios y paleoecológicos. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 18, 163-174.
- Soares de Carvalho, G.; Granja, H.M.; Loureiro, E. & Henriques, R. (2006). Late Pleistocene and Holocene environmental changes in the coastal zone of northwestern Portugal. *Journal of Quaternary Science* 21 (8), 859-877.
- Vidal Romaní, J.R.; Fernández, D.; Martí, K. & de Brum, A. (1999). Nuevos datos para la cronología glacial pleistocena en el NW de la Península Ibérica. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 24, 7-29.
- Vilas F.; Sopeña A.; Rey L.; Ramos A.; Nombela M. A. & Arche A. (1991). The Corrubedo beach-lagoon complex, Galicia, Spain: dynamics, sediments and recent evolution of a mesotidal coastal embayment. *Marine Geology*, 97, 391-404.



CARACTERIZACIÓN DE LAS PROPIEDADES FÍSICAS EN REGISTROS LACUSTRES MEDIANTE *GEOTEK MULTISENSOR CORE LOGGER*. APLICACIÓN PARA EL ESTUDIO PALEOCLIMÁTICO DEL MAAR DE FUENTILLEJO

L.A. Galán (1), J. Vegas (2) y A. García-Cortés (1)

(1) Laboratorios. IGME. La Calera, 1. 28760 - Tres Cantos, Madrid. l.galan@igme.es

(2) Recursos Minerales y Geoambiente. IGME. Ríos Rosas 23. 28003 - Madrid. j.vegas@igme.es y garcia.cortes@igme.es

Abstract (Characterization of physical parameters in lacustrine records using the GEOTEK Multisensor Core Logger. Applications to Fuentillejo maar paleoclimatic study). This paper summarizes magnetic susceptibility and bulk density studies from FU-1 core taken from the Fuentillejo maar lake, Spain. These physical parameters were measured by a GEOTEK Multisensor Core Logger. Intervals with terrigenous deposition correspond to high magnetic susceptibility and bulk density values. These intervals were correlated with erosive events occurred during the GS-2 (Last Glacial Maximum) and the upper Holocene. Organic laminations and sapropelic layers have lower values of these parameters than terrigenous deposits. These techniques are useful for rapid and non-destructive core logging of lacustrine sediments.

Palabras clave: GEOTEK, susceptibilidad magnética, densidad aparente, sondeos.

Key words: GEOTEK, magnetic susceptibility, dry density, lacustrine sediments, cores.

Se estudia el registro sedimentario de la laguna del maar de Fuentillejo, que se localiza en la Región Volcánica de Campo de Calatrava, en el centro de la provincia de Ciudad Real (Comunidad de Castilla-La Mancha). Esta laguna, también denominada La Posadilla, está enclavada al sur del municipio de Valverde de Calatrava, a una altitud de 638 m s.n.m. y ocupa el fondo del cráter del maar. Se realizó un sondeo (Fuentillejo-1, FU-1) de 142,4 m con recuperación continua de testigo (Vegas *et al.*, 2004), que se ha dividido en 23 unidades sedimentarias (Vegas *et al.*, 2006).

El empleo de sensores para el registro continuo de las propiedades físicas de los sedimentos resulta fundamental por su relevancia, versatilidad y su creciente implantación en los protocolos de los equipos de investigación que se ocupan de los medios lacustres, desde el punto de vista paleoambiental y paleoclimático (Thouveny *et al.*, 1994; Gunn & Best, 1998). El estudio de los registros (logs) obtenidos proporciona un conjunto de variables importantes para una mejor comprensión de las condiciones ambientales del medio sedimentario. Estas propiedades dependen fundamentalmente de la composición de los sedimentos, del tamaño de grano y de su mineralogía. El Multisensor Core Logger (MSCL) es un sistema automatizado y no destructivo, que permite registrar con rapidez, en continuo y a alta resolución las propiedades físicas en testigos de sedimentos (Zolitschka *et al.*, 2001). En este trabajo se presentan los resultados obtenidos a partir de los sensores de densidad aparente (bulk density) y susceptibilidad magnética, de los 29 primeros metros del sondeo FU-1.

Los valores más altos de la susceptibilidad magnética y de la densidad aparente se

correlacionan con episodios erosivos en la cuenca de drenaje. Estos eventos originaron un mayor aporte de material terrígeno en la cuenca lacustre durante los periodos más fríos y áridos ocurridos durante el GS-2 o Último Máximo Glaciar y en periodos cortos del GH u Holoceno superior.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2004-06212/BTE "Variabilidad climática y ambiental en el centro de la Península Ibérica durante el Cuaternario. Estudio de alta resolución del registro lacustre del sondeo FU-1 (laguna de Fuentillejo, Ciudad Real)" y por el proyecto interno del IGME "Estudio Paleoclimático del Maar de Fuentillejo" (CC 54.020).

Referencias bibliográficas

- Gunn, D.E. & Best, A.I. (1998). A new automated nondestructive system for high resolution multisensor core logging of open sediment cores. *Geo-Marine Lett.*, 18, 70-77
- Thouveny, N., de Beaulieu, J.L., Bonifaz, E., Creer, K.M., Guiot, J., Icole, M., Johnsen, S., Jouzel, J., Reille, M., Williams, T. & Willianson, D. (1994). Climate Variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism. *Nature*, 371, 501-506
- Vegas, J., Galán, L., Pérez-González, A. & García-Cortés, A. (2004). El archivo lacustre del maar de Fuentillejo (Campo de Calatrava). Primeros protocolos científicos y estrategia de trabajo para el estudio paleoclimático del Cuaternario en el centro de España. *Boletín Geológico y Minero*, 115, 641-650.
- Vegas, J., García-Cortés, A., Galán, L., Pérez-González, A. & Martín-Serrano, A. (2006). El registro sedimentario lacustre del maar de Fuentillejo (Ciudad Real). *Boletín Geológico y Minero*, 117, 339-349.
- Zolitschka, B., Mingram, J. Van der Gaast, S., Jansen, J.H.F. & Naumann, R. (2001). Sediment logging techniques. En: Last W.M. & Smol J.P. (Eds.), *Tracking environmental change using lake sediments*. Vol. 1. Kluwer Academic Press. The Netherlands, 37-153.

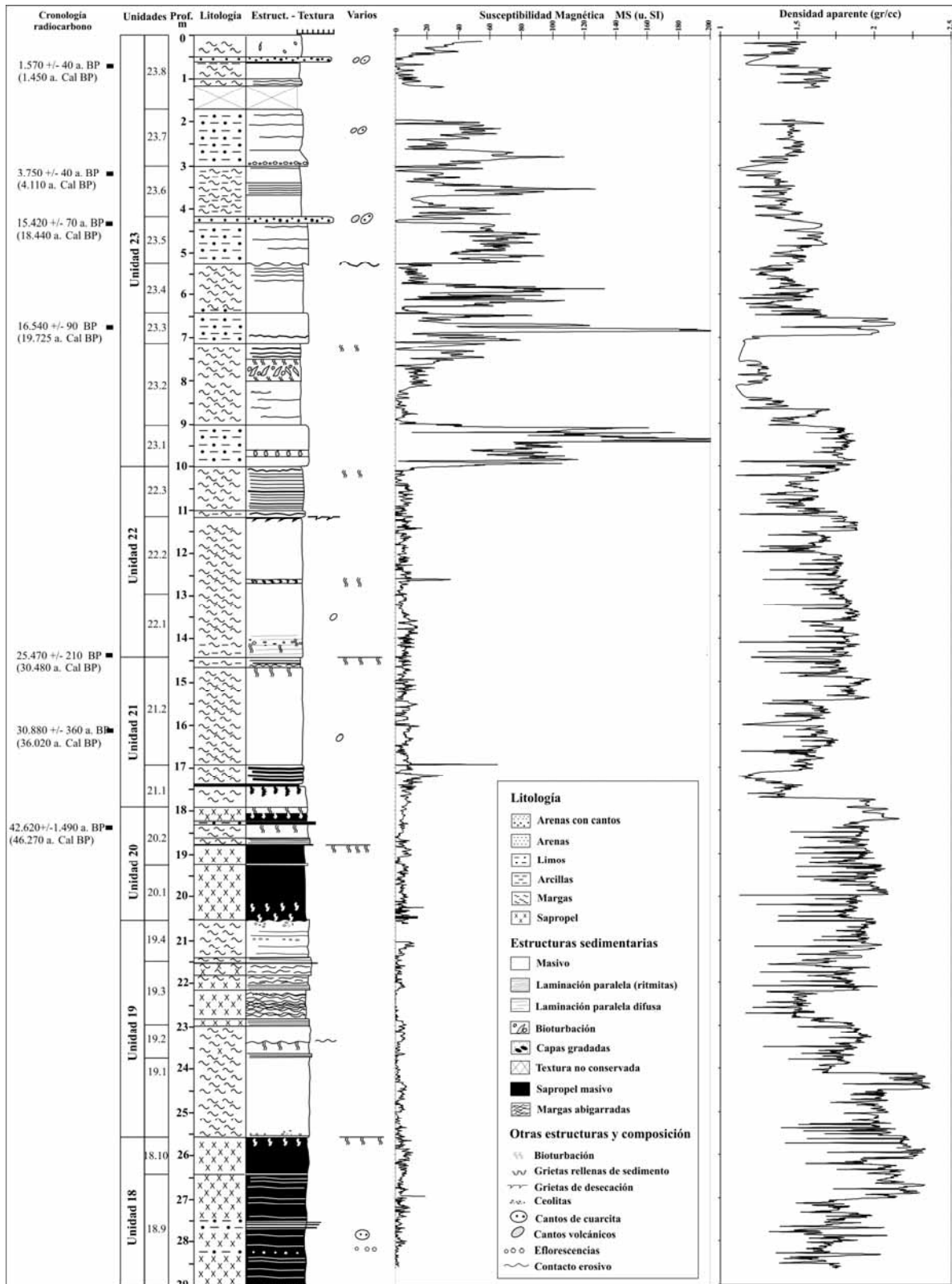


Fig.1. Columna estratigráfica de los primeros 29 m del sondeo FU-1, realizado en la laguna del mar de Fuentillejo (Ciudad Real) y las dataciones radiométricas. Se incluyen los gráficos de la susceptibilidad magnética y la densidad obtenidos mediante el Multisensor Core Logger GEOTEK.



EL REGISTRO DE CAMBIOS CLIMÁTICOS HOLOCENOS A PARTIR DEL ANÁLISIS GEOQUÍMICO: RÍO PALMONES (BAHÍA DE ALGECIRAS)

A.M. García-Blázquez (1), L. Luque (2), C. Zazo (3), J.L. Goy (1), J. Lario (4), S. Sánchez-Moral (3), C.J. Dabrio (5) y F. Borja (6)

- (1) Dpto. Geología, Fac. Ciencias, Universidad de Salamanca. 37008 –Salamanca. amgb78@usal.es; joselgoy@usal.es.
 (2) Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis, Avda. Sagunto s/n, 44002 Teruel. luque@fundapolis.org.
 (3) Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Dpto. Geología. 28006-Madrid. mcncz65@mncn.csic.es; ssmilk@mncn.csic.es.
 (4) Dpto. Ciencias Analíticas, Fac. Ciencias, UNED 28040-Madrid. javier.lario@ccia.uned.es
 (5) Dpto. Estratigrafía, Fac. Ciencias Geológicas, UCM. 28040-Madrid. dabrio@geo.ucm.es
 (6) Dpto. Historia II, Fac. Humanidades, Univ. Huelva. 21071-Huelva. fborja@uhu.es

Abstract (Registration of Holocene climatic changes from geochemical analysis: Palmones River, Algeciras Bay): The PAM99-2 core has an extension of 6.45 meters and includes the Holocene (last 7000 BP). We study how a development of geochemical index can be used to identify climatic variations occurred in this area. The Al, Fe, Ti, K and Mg are proxies of the detrital input and more fluvial influence in the studied basin produced during humid climatic conditions. The Mn, Ba and Sr show similar variations but less pronounced. The Ca is more influenced by the presence of shells and then it is not a good climatic proxy. The Si is correlated with the presence of sands and quartz. There are four different zones recording alternancy of humid-arid conditions. Some apparent contradictions between faunal assemblage composition and geochemical data have been observed.

Palabras clave: clima, geoquímica, costero, Holoceno.

Key words: climate, geochemistry, coastal, Holocene.

Introducción

El río Palmones desemboca en la Bahía de Algeciras (Cádiz), donde se registra un rango mareal anual medio de 0.6 m (Fig.1). Su cauce sigue un trazado meandriforme encajado en una amplia llanura aluvial que pasa a una zona de marisma separada del mar por sistemas de flechas litorales generadas a favor de una deriva dominante del NE. La evolución holocena del relleno del antiguo estuario de Palmones fue analizado previamente por Luque (2002) en base a datos geomorfológicos y paleontológicos de tres sondeos (PAM99-1, 2 y 3) realizados con sonda mecánica y dataciones por ^{14}C obtenidas a partir del testigo PAM99-3.

El objetivo de este trabajo se centra en el análisis geoquímico del sondeo PAM99-2 (profundidad 6.45 m), situado en la actual llanura de inundación del río (a 1 km de la línea de costa), con una cota de embocadura de +1m sobre el nivel medio anual de pleamar. Su finalidad es determinar que elementos mayores y traza pueden ser utilizados como proxies de cambios climáticos y ambientales en esta área.



Fig.1. Localización del sondeo de PAM99-2.

Metodología

Se han realizado análisis geoquímicos de elementos traza y mayores del sedimento total del sondeo de PAM99-2 usando un ICP-ES (Servicio de Análisis Químicos de la USAL). Se han llevado a cabo cinco dataciones por ^{14}C (AMS, Lab. Geochron, USA).

Elementos mayores: El Al se utiliza para detectar cambios sutiles en la composición química de la fracción litogénica del sedimento (Vlag *et al.*, 2004). El Fe es un indicador de influencia fluvial (Boski *et al.*, 2003). El Ti es un marcador de llegada de terrígenos a la cuenca, suele existir una buena correlación entre períodos húmedos con fuerte precipitación y el aumento de titanio (Veiga-Pires *et al.*, 2001). El K se interpreta como un componente de la fracción clástica y en algunos casos está relacionado con la cantidad de precipitación (Ralska-Jasiewiczowa *et al.*, 2003). Los cuatro elementos mencionados están relacionados con la fracción fina.

El Mn en estudios de sedimentos marinos varía en función de la oxigenación del medio (Plaza, 2001).

El Mg se comporta de una manera similar a los elementos indicadores de entrada de terrígenos (Al, Fe, Ti y K). Una subida en este suele implicar una mayor salinidad en la cuenca y un clima seco (Li *et al.*, 2000; Li *et al.*, 2004).

La variación de Si está correlacionada con la abundancia en cuarzo y está asociada a los tamaños de grano más gruesos.

Elementos traza: El Ba suele ser un indicador de la actividad biogénica, pero en este ambiente su evolución es paralela a la descrita por los elementos anteriores, por tanto el bario está asociado a un origen terrígeno. Las concentraciones de Sr y Ca en carbonatos biogénicos disminuyen con el descenso

de salinidad. El Sr sustituye al Ca en las conchas carbonatadas (Ingram et al., 1998).

Las interpretaciones y asociaciones entre elementos y entre relaciones, están apoyados mediante la creación de dendrogramas de análisis cluster jerárquicos (programa SPSS). Que partiendo de los elementos individualmente considerados, va creando grupos hasta llegar a la formación de un único grupo o conglomerado constituido por todos los elementos de la muestra.

Resultados y discusión

Se distinguen cuatro zonas diferentes de muro a techo, desde el punto de vista geoquímico, a lo largo del sondeo (Fig.2).

1. 6,45-6,25 m; >6.650 cal BP: valores altos en Al, Fe, Ti, K, Mn, Mg, Ba, Ca y Sr indican una influencia fluvial, bajo un clima húmedo. El Si es el único elemento que se comporta de manera opuesta relacionado con los tamaños más gruesos y al cuarzo.

2. 6,25-3,97 m: valores bajos y apenas variables del Al, Fe, Ti, K, Mn, Mg, Ba, Ca y Sr influencia fluvial escasa durante un periodo árido. El Si aumenta y se mantiene constante.

3. 3,97-1,72 m: aumenta hacia techo la abundancia en estos elementos (Al, Fe, Ti, K, Mn, Mg, Ba, Ca y Sr) indicando una progresiva influencia fluvial y mayor entrada de terrígenos en la cuenca.

4. 1,72-0,15 m: presenta valores muy altos de indicadores de aumento en la entrada de detritos y un dominio del transporte fluvial, instalación de un clima más húmedo (Veiga-Pires et al., 2001). El Si se ve reducido al incrementarse la presencia de limos y arcillas.

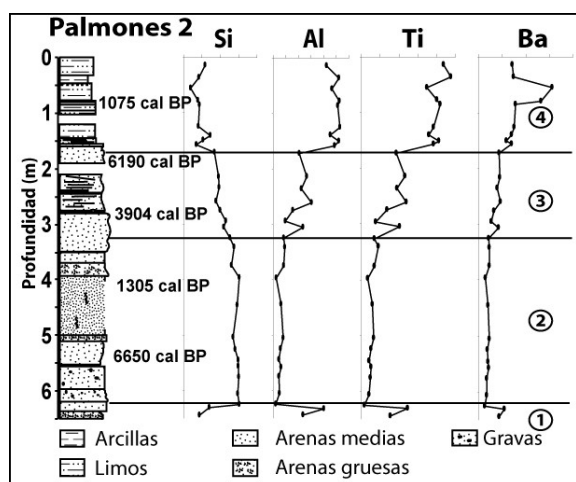


Fig.2. Evolución de algunos elementos representativos a lo largo del sondeo PAM99-2.

Las edades obtenidas sugieren un alto reciclaje (temporales/tsunamis, Allen et al., 2003; Cáceres et al., 2006)), por lo que tan sólo consideramos como

válidas, incluso con cautela, tres de las muestras. Las cuatro zonaciones de los elementos mayores y traza sugieren la alternancia de periodos húmedos y áridos a lo largo de los últimos ~6.500-7.000 cal BP. Alternancia que, sin embargo, no puede ser inscrita en una escala temporal con los datos actuales. De esta forma, si la edad de 6.650 cal BP es correcta, la mayor influencia marina la tendríamos en la zona 1, tal como siguieren los datos faunísticos: Miliólidos, ostrácodos (Luque, 2002) y gasterópodos, en "aparente" contradicción con los datos geoquímicos.

Agradecimientos: Proyectos CGL2005-04655/ BTE y CGL2005-01336/BTE. Beca: BES-2003-0778 y proyecto PIGC 495.

Referencias Bibliográficas

- Allen, H.D. (2003). A transient coastal wetland: from estuarine to supratidal conditions in less than 2000 years-Boca di Rio, Algarve, Portugal. *Land Degradation & Development*, 14, 265-283.
- Boski, T., Wilamowski, A., Veiga-Pires, C., Moura, D., González Villa, F. & Polvillo, O. (2003). Geochemical and mineralogical characterization of Holocene sedimentary sequences from two estuaries in Algarve. *Puglia-Final Conference Project IGCP 437.*, Vol., 4.Puglia (Italy), 47-49.
- Cáceres L.M., Rodríguez J., Ruiz F., Rodríguez A. & Abad M. (2006). El registro geológico Holoceno como instrumento para establecer periodos de recurrencia de tsunamis: el caso de la costa de Huelva. *5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, Sevilla (España), 4 pp.
- Ingram B.L., De Deckker P., Chivas A.R., Conrad M.E. & Byrne A.R. (1998). Stable isotopes, Sr/Ca, and Mg/Ca in biogenic carbonates from Petaluma Marsh, northern California, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62 (19-20), 3229-3237.
- Li H-C., Bischoff J.L., Ku T-L., Lund S.P. & Stott L.D. (2000). Climate Variability in East-Central California during the Past 1000 Years Reflected by High-Resolution Geochemical and Isotopic Records from Owens Lake Sediments. *Quaternary Research*, 54, 189-197.
- Li H-C., Bischoff J.L., Ku T-L. & Zhu Z-Y. (2004). Climate and hydrology of the Last Interglacial (MIS 5) in Owens Basin, California: isotopic and geochemical evidence from core OL-92. *Quaternary Science Reviews*, 23, 49-63.
- Luque, L. (2002). *Cambios en los paleoambientes costeros del sur de la Península Ibérica (España) durante el Holoceno*. Tesis Doctoral, Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN) y CSIC, Madrid (España), 370 pp.
- Plaza, A.M. (2001). *Estudios paleoceanográfico de los testigos TG-7 (dorsal de Nazca-Pacífico) y MD95-2043 (mar de Alborán-Mediterráneo)*. Tesis Doctoral, Universidad politécnica de Cataluña, Barcelona (España), 285 pp.
- Ralska-Jasiewiczowa, M., Glosar, T., Rózański, K., Wacnik, A., Czernik, J. & Chróst, L. (2003). Very fast environmental changes at the Pleistocene/Holocene boundary, recorded in laminated sediments of Lake Gościąg, Poland. *PALAEO*, 193, 225-247.
- Veiga-Pires C., Boski T., Moura D., Duarte D. & Pedro P. (2001). Variações climáticas durante o holocénico-contribuição da análise geoquímica dos sedimentos no estuário do rio Arade. *V REQUIII CQPLI*, Lisboa (Portugal), 264-267.
- Vlag P.A. Kruiver P.P. & Dekkers M.J. (2004). Evaluating climate change by multivariate statistical techniques on magnetic and chemical properties of marine sediments (Azores region). *PALAEO*, 212, 23-44.



RECONSTRUCCIÓN DE LA ARQUITECTURA LACUSTRE CUATERNARIA DEL MAAR DE FUENTILLEJO MEDIANTE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA. CAMPO DE CALATRAVA

A. García-Cortés (1), J. Vegas (1), A. Granda (2), L. Galán (3), A. Pérez-González (4)

(1) Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas 23. 28003 - Madrid. garcia.cortes@igme.es

(2) International Geophysical Technology (IGT Inc.). Fuerteventura 4, 28700 - San Sebastián de los Reyes, Madrid.

(3) Instituto Geológico y Minero de España (IGME). La Calera 1, 28760 – Tres Cantos, Madrid.

(4) Dpto. Geodinámica, Facultad CC Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. José Antonio Novais 2, 28040 - Madrid.

Abstract (Reconstruction of quaternary lacustrine architecture of the Fuentillejo maar using Electric Tomography. Campo de Calatrava). The geophysical method employed is the electrical tomography, of special interest and application in cases where the abrupt and complex lateral and vertical facies changes are presumed to be important. A 1,640-m network of high-resolution electrical resistivity tomography is used to construct a geophysical image of the internal structure of the Fuentillejo lake basin. Three apparent resistivity pseudo-sections (TE-1, TE-2 and TE-3) were measured, which show the architecture of the sedimentary facies and the contact with the maar country rocks. The penetration depth reached with this method is 80 m below lake floor. The geophysical results are contrasted with a 142 m length continuous core (FU-1) retrieved from a mechanical drilling for palaeoclimatic research. 23 major lithostratigraphic units have been identified in the lacustrine record of FU-1 core, pointing out variations in clastic input, water chemistry and organic fraction throughout the history of the lake.

Palabras clave: Maar, Tomografía Eléctrica, Cuaternario, sedimentos lacustres.

Key words: Maar, Electric Tomography, Quaternary, lacustrine sediments.

La laguna de Fuentillejo, también denominada La Posadilla, se encuentra al sur del municipio de Valverde de Calatrava, a 638 m.s.n.m. El episodio explosivo freatomagmático que originó el maar de Fuentillejo tuvo lugar entre pizarras y cuarcitas del Ordovícico Inferior, hace 3.0 Ma (datación método K-Ar). Durante la erupción se formó un cráter de morfología irregular y dio lugar a una oleada piroclástica de unos 4 km de longitud.

Los lagos en *maars* son una fuente importante de archivos naturales para el estudio de las variaciones sedimentarias, relacionadas con los cambios paleoclimáticos. La morfología y la profundidad de este tipo de lagos favorecen la acumulación rápida y de forma continuada de sedimentos, con la suficiente resolución para el estudio de los periodos temporales involucrados (ELDP, *European Lake Drilling Programme*, 1997).

En este trabajo se presentan las imágenes geofísicas del maar de Fuentillejo, realizadas mediante tomografía eléctrica (TE), para estudiar el relleno sedimentario de su cuenca lacustre. Los datos de resistividad eléctrica han sido obtenidos como una parte de los diferentes aspectos de la reconstrucción paleoambiental y paleoclimática de la laguna de Fuentillejo. El objetivo consistió en identificar la morfología de la cuenca lacustre y la arquitectura de los sedimentos, las cuales se pueden inferir de los datos geofísicos. Los datos se integran en pseudo-secciones de resistividad aparente que ofrecen una imagen eléctrica preliminar de la cuenca. Este método geofísico es muy útil en aquellos casos donde hay fuertes contrastes de resistividad. La campaña geofísica se llevó a cabo por la compañía Internacional Geophysical Technology S.L. (IGT), bajo supervisión del Área de Geofísica y Teledetección del IGME. La TE determina, de forma muy detallada, la distribución

real de la resistividad del subsuelo a partir de los valores de la resistividad aparente, a lo largo de un perfil y hasta una profundidad que puede superar el centenar de metros.

Comprende dos etapas diferenciadas:

a) Representación de la pseudo-sección de resistividad aparente.

b) Interpretación de la pseudo-sección para obtener un modelo con la distribución real de la resistividad. Se realiza mediante modelización e inversión de los datos de campo. Se ha empleado el programa RESIP2DINV (INTERPEX) para la inversión de las pseudo-secciones 2-D de resistividad.

Se han realizado tres pseudo-secciones de resistividad, TE-1, TE-2 y TE-3 (Fig.1), estableciéndose la correspondencia entre los valores de resistividad aparente y la litología: a) rango de menor valor: 0-3 Ohm-m; b) rango de valores bajos: 3-8 Ohm-m; c) rango de valores medios: 8-15 Ohm-m y d) rango de valores más altos: 15-17 Ohm-m. Las resistividades más bajas están asociadas con los sedimentos lacustres de grano fino y los otros 3 rangos de resistividad con las gravas, arenas y limos de los abanicos aluviales que circundan la cuenca lacustre (Fig.1). El relleno lacustre se identifica en la parte central de las 3 pseudo-secciones, que alcanzan una profundidad mínima de 85-90 m (máxima profundidad alcanzada con el dispositivo empleado) que se caracterizan por valores muy bajos de resistividad (<3 Ohm-m), pudiendo ser compatibles con la existencia de minerales evaporíticos.

En los extremos de cada perfil se manifiesta un cambio sustancial en la distribución de la

resistividad, desde el rango d) al b). Muestran el cambio lateral de facies entre los sedimentos proximales (de granulometría gruesa) y los sedimentos propios de ambiente profundo. También es posible identificar dos eventos de progradación de los abanicos aluviales: 1) el principal episodio se localiza entre -10 y -20 m de profundidad en todas las pseudo-secciones; 2) una progradación menor que ocurrió casi a techo del registro sedimentario.

Las pseudo-secciones de resistividad de la cuenca lacustre han sido de vital importancia para la elección del mejor punto de sondeo en el *maar* de Fuentillejo. Estos resultados se confirmaron plenamente al realizar el sondeo mecánico de investigación, que recuperó un espesor de relleno de 142,40 m (Vegas *et al.*, 2004, 2006). El elevado espesor junto con el reducido diámetro de la laguna no permitieron adecuar el dispositivo de medida adecuado para detectarlo geofísicamente.

Por todo lo anteriormente referido, se considera que el método de la TE ha resultado ser una herramienta excelente para la determinación de la morfología general del *maar* y del espesor del relleno sedimentario. Los resultados se correlacionan bien con los trabajos de perforación, pero son más baratos, más rápidos y menos peligrosos y ofrecen numerosas oportunidades científicas y comerciales. Las tres pseudo-secciones de resistividad aparente muestran la morfología de la cuenca lacustre hasta

una profundidad de 90 m y, además, han permitido deducir aspectos importantes de su arquitectura sedimentaria, en particular, de los cambios laterales de facies. Las diferencias en resistividad han permitido distinguir entre las rocas del encajante, abanicos aluviales y sedimentos pelágicos de grano fino.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2004-06212/BTE "Variabilidad climática y ambiental en el centro de la Península Ibérica durante el Cuaternario. Estudio de alta resolución del registro lacustre del sondeo FU-1 (laguna de Fuentillejo, Ciudad Real)" y por el proyecto interno del IGME "Estudio Paleoclimático del Maar de Fuentillejo" (CC 54.020).

Referencias bibliográficas

European Lake Drilling Programme (ELDP) (1997). An ESF research programme to further the recovery and interpretation of lacustrine paleoclimatic archives, <http://www.esf.org>

Vegas, J., Galán, L., Pérez-González, A. & García-Cortés, A. (2004). El archivo lacustre del maar de Fuentillejo (Campo de Calatrava). Primeros protocolos científicos y estrategia de trabajo para el estudio paleoclimático del Cuaternario en el centro de España. *Boletín Geológico y Minero*, 115, 641-650.

Vegas, J., García-Cortés, A., Galán, L., Pérez-González, A. & Martín-Serrano, A. (2006). El registro sedimentario lacustre del maar de Fuentillejo (Ciudad Real). *Boletín Geológico y Minero*, 117, 339-349.

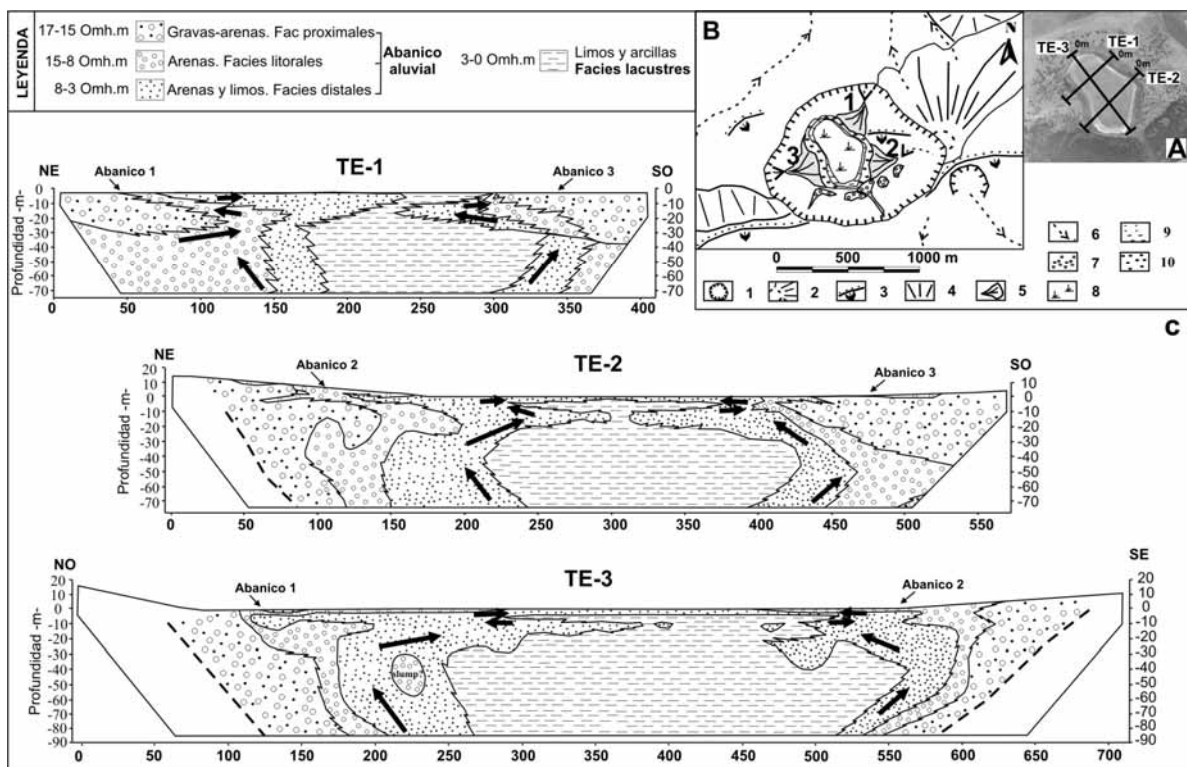


Fig. 1. A. Fotografía aérea vertical de la laguna del maar de Fuentillejo con la localización de los 3 perfiles de tomografía eléctrica. B. Esquema geomorfológico de la zona de estudio. Leyenda: (1), Cráter de explosión. (2), Cono volcánico degradado. (3), Resalte en cuarcitas y dirección de inclinación de la capa. (4), Coluviones. (5), Abanicos aluviales-abanicos deltaicos. (6), Arroyos con o sin cauces definidos. (7), Canchales no vegetados. (8), Fondo endorreico estacional. (9), Zona litoral lacustre. (10), Zonal litoral lacustre con vegetación de matorral y herbáceos. C. Interpretación de las pseudo-secciones de resistividad aparente realizadas. Las flechas de color negro indican la progradación y retrogradación de los abanicos aluviales.



RELACIÓN ENTRE INUNDACIONES HISTÓRICAS Y PERÍODOS SECOS Y HÚMEDOS. APROXIMACIÓN A LOS PATRONES CLIMÁTICOS DEL CENTRO-SUR DE LA PENÍNSULA IBÉRICA POR COMPARACIÓN CON SERIES TEMPORALES DE PRECIPITACIÓN.

G. Garzón (1) y A. Potenciano (1, 2)

(1) Dpto. Geodinámica, Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid, C/ José Antonio Novais, 2. 28040-Madrid. minigar@geo.ucm.es

(2) Dpto. Hidrología, Centro de Estudios Hidrográficos, CEDEX, Pso. Bajo Virgen del Puerto, 3. 28005 Madrid.

Abstract (Floods in Central Iberia in relation to wet-dry periods: An approach to basin climatic pattern through temporal series analysis): Historical rainfall series are analysed for several river catchments (Tajo, Guadiana, Júcar and Segura River Basins) by means of statistical methods such as accumulated standard deviation, Pearson correlation coefficient and Foley and Gibbs & Maher methods. It allows interpreting dry-humid periods and temporal trends in order to relate them to the climatic pattern of flood occurrence at these basins. The studied historical time series run from 1854 up to 1985. Comparison between floods and rainfall permits to establish the climatic behaviour of the basins, spatial and temporal precipitation relationships for Central Spain and the differences between Atlantic and Mediterranean watersheds.

Palabras clave: inundaciones históricas, precipitaciones históricas, períodos secos y húmedos, métodos estadísticos, Centro Península Ibérica

Key words: historical floods, rainfall temporal series, wet-dry periods, statistical analysis, Central Iberia

Las series históricas de inundación y precipitación son series temporales, y como tales requieren un tratamiento estadístico específico para conocer su comportamiento. Una serie temporal se define como una sucesión de observaciones correspondientes a una variable en distintos momentos de tiempo, que puede tener una periodicidad anual, semestral, mensual, etc. según los períodos de tiempo en que vengan recogidos los datos que la componen (Wei, 1989; Box *et al.*, 1994) y que puede disgregarse en una serie de oscilaciones o movimientos recurrentes que se repiten cada cierto número de años, y a los que denominamos ciclos. Un tipo de ciclo en una serie de precipitación sería un período seco o húmedo (Rodríguez Morilla, 2000). Para este trabajo se han analizado los datos de las inundaciones históricas ocurridas para cuatro cuencas fluviales (Tajo, Guadiana, Júcar y Segura) recopiladas a partir de diversas fuentes de información (Potenciano, 2005). Así mismo, se han utilizado las series de precipitaciones históricas desde 1854 a 1940 (Servicio Meteorológico Nacional, 1943) en diversas estaciones meteorológicas de las cuatro cuencas. Estas series históricas se han completado con los datos recientes de precipitación (1940-1999), proporcionados por el Instituto Nacional de Meteorología. En función de la naturaleza de las series temporales, se han seleccionado y aplicado diversos métodos que permiten analizar su posible ciclicidad o sucesión de períodos secos y húmedos (Rodríguez Morilla, 2000; Swan y Sandilands, 1995; Wei, 1989). El estudio de los ciclos o períodos secos y húmedos en las series de precipitación se ha llevado a cabo mediante el análisis de la desviación típica acumulada y los coeficientes de variación de Pearson y los métodos de Foley y Gibbs y Maher (Flores y Campos Aranda, 1998). Se han seleccionado estos métodos por considerar que presentan una clara interpretación gráfica, aunque existen otras metodologías para el estudio de

períodos secos y húmedos, basadas también en el cálculo de la desviación de cada dato respecto a la media general de la serie (Hernández y Llamas, 1995).

Los objetivos de este trabajo son, por un lado, establecer la relación entre la ocurrencia de inundaciones y períodos secos y húmedos y, por otro lado, analizar comparativamente el comportamiento en este sentido de las vertientes atlántica y mediterránea. La relación de momentos preferentes de inundación con etapas de estiaje-humectancia, han sido señalados ya por Ortega y Garzón, 1997 para el Guadiana.

En el presente trabajo, se observa un paralelismo entre ambas vertientes en cuanto a ocurrencia de períodos húmedos-secos, aunque con un cierto desfase, especialmente en las cúspides húmedas (Fig.1). Es muy significativo el mínimo seco de ambas vertientes en 1880, que responde al final de una etapa seca que está bien definida en el Atlántico pero menos evidente en el Mediterráneo. A partir de este año comienza una gran etapa lluviosa generalizada hasta 1900 y que se mantiene aún intensamente en el Mediterráneo hasta 1910. Un segundo vértice seco ocurre entorno a 1940, más adelantado en el Atlántico (1935) y tardío en el Mediterráneo (1945). El tercer vértice seco se produce en 1955 en el Atlántico y en 1970 en el Mediterráneo, finalmente hay otro cuarto coincidente en ambas vertientes hacia 1995. En conjunto cabe señalar que otra diferencia clara entre ambas vertientes son las diferencias más acusadas entre los extremos secos y húmedos en la cara mediterránea respecto a la atlántica, lo que está en concordancia con la variabilidad más extrema del clima de Levante. Con estos métodos de desviación típica acumulada y coeficientes de variación de Pearson, se ven más claras las variaciones

temporales de las series y se distinguen una serie de periodos húmedos y secos como se ha visto.

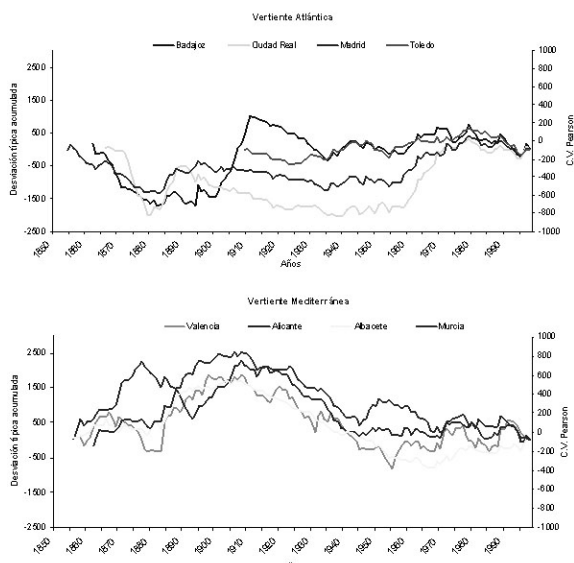


Fig. 1. Comparación de ciclos secos y húmedos en las vertientes atlántica y mediterránea.

Como conclusiones extraemos que las diferencias entre periodos secos y húmedos de ambas vertientes, aunque aparentemente presentan gran contraste entre sí, realmente representan periodos de humedad-sequía bastante generalizados en la mitad sur peninsular. Después de una sequía importante a mediados de 1800 comienza otra gran etapa húmeda hasta la primera década de 1900. El siglo XX presenta más homogeneidad, pero aún así pueden considerarse periodos húmedos coincidentes en términos generales en todas las cuencas, las décadas de 1940, 1970 y la de 1990. Dentro de estas pautas se presentan desfases, siendo las del Mediterráneo más tardías que las del Atlántico, lo que confirma lo que veíamos en el apartado de inundaciones. Esto implica que podemos hablar de ciclos húmedos generalizados, aunque realmente no coinciden dentro de ellos los picos de máxima precipitación, sino que se va produciendo un relevo en el tiempo entre las diferentes zonas. En este sentido, cabe destacar que los extremos secos-húmedos son mucho más exagerados en la vertiente mediterránea.

Si comparamos estos ciclos secos-húmedos con la génesis de avenidas, sorprendentemente las avenidas no se producen coincidiendo con los momentos álgidos de humedad, sino al contrario, está más en relación con los vértices secos, y más bien con el final de la etapa seca y el comienzo de la húmeda (Potenciano, 2005). Cabe destacar además que este tránsito hacia condiciones más húmedas se da de forma más abrupta que el paso hacia una etapa seca. Esto puede indicar unas condiciones climáticas que generan lluvias de alta intensidad al final de la etapa de sequía, lo que podría ser un condicionante en la generación de inundaciones.

La cuenca del Segura no muestra estas relaciones tan claramente, confirmándose una vez más como una cuenca anómala con respecto al comportamiento de las otras cuencas estudiadas.

Otros factores que también pueden favorecer la génesis de inundaciones al final de una etapa seca serían, por un lado, la falta de funcionalidad en las condiciones de drenaje de la cuenca como pérdida de la capacidad de infiltración de los suelos, procesos de sellado, menor cobertura vegetal y abundante material preparado para el transporte rápido sin protección vegetal, movimientos en masa y sufusión y, por otro lado, la capacidad de evacuar el caudal de los cauces, que podrían haber perdido parte de su funcionalidad por revegetación del lecho, por confinamiento de los niveles freáticos superficiales de la cuenca a las arterias fluviales, o por la falta de avenidas ordinarias que hacen que se mantenga una sección del cauce eficiente. Otro factor importante puede ser el tipo de precipitación, que hace que después de un periodo de sequía se manifiesten lluvias más violentas. Otros autores han observado la relación existente entre la ocurrencia de inundaciones y ciertos periodos generalizados de sequía en la Península Ibérica (Olcina Cantos, 1994). Según estos estudios, los periodos de sequía relacionados con inundaciones se registran en los años 1962-64, 1982-86 1993-98. En nuestro estudio, se han observado algunos periodos similares de bajas precipitaciones que coinciden con ocurrencia de inundaciones, en el Guadiana y en el Tajo, estos periodos son entre 1964 y 1970 y entre 1980 y 1985. En el Júcar y Segura solo se observa uno de estos periodos, entre 1982 y 1985.

Agradecimientos: a los proyectos BTE2003-04572 y CGL2004-03049 del MCYT.

Referencias bibliográficas

- Box, G., Jenkins, G.M. & Reinsel, G. (1994). *Time Series Analysis, Forecasting and Control*. Ed. Prentice Hall, New Jersey (U.S.A.), 592 pp.
- Flores, I. & Campos Aranda, D.F. (1998). Detección de periodos de sequía en la zona media del estado de San Luis Potosí, con base en registros de precipitación mensual. *Ingeniería Hidráulica en México*, 11 (2), 45-56.
- Hernández, M.E. & Llamas, M.R. (1995). Contribución al conocimiento de las sequías de Madrid. *Ingeniería del Agua*, 2 (2), 17-32.
- Olcina Cantos, J. (1994). *Riesgos climáticos en la Península Ibérica*. Ed. Libros Penthalon Acción Divulgativa, Madrid, 440 pp.
- Ortega, J.A. & Garzón, G. (1997). Inundaciones históricas en el río Guadiana. Sus implicaciones climáticas. En: *Cuaternario Ibérico* (J. Rodríguez, ed.). AEQUA, Huelva, 365-367.
- Potenciano, A. (2005). *Las inundaciones históricas en el centro-sur de la Península Ibérica. Condicionantes geomorfológicos y climáticos*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 442 pp.
- Rodríguez Morilla, C. (2000). *Análisis de series temporales. Cuadernos de estadística*. Ed. La Muralla S.A., Madrid, 166 pp.
- Servicio Meteorológico Nacional (1943). *Las series más largas de observaciones pluviométricas de la Península Ibérica del Ministerio del Aire*. Ed. Dirección General de Protección de Vuelo Sección Climatología, Madrid, 65 pp.
- Swan, A.R.H. & Sandilands, M.H. (1995). *Introducing to Geological data analysis*. Ed. Blackwell Science, Oxford (Reino Unido), 446 pp.
- Wei, W.W.S. (1989). *Time Series Analysis. Univariate and Multivariate Methods*. Ed. Addison-Wesley Publishing Company Inc., Cleveland (U.S.A.), 275 pp.



EVOLUCIÓN CLIMÁTICA Y ACTIVIDAD ANTRÓPICA DURANTE LOS ÚLTIMOS 3.000 AÑOS EN LAS TABLAS DE DAIMIEL.

M.J. Gil-García (1), M.B. Ruiz Zapata (1), R. Mediavilla (2), F. Dominguez-Castro (2), J.I. Santisteban (3) y C.J. Dabrio (3)

(1) Dpto. de Geología. Universidad de Alcalá. 28871 Alcalá de Henares, Madrid. mjose.gil@uah.es

(2) Dirección de Geología y Geofísica. Instituto Geológico y Minero de España. 28760 Tres Cantos, Madrid. r.medivilla@igme.es

(3) Dpto. de Estratigrafía. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid. juancho@geo.ucm.es

Abstract (Climate and anthropic activity evolution during the last 3000 years in Las Tablas de Daimiel): This contribution summarizes the main vegetation changes during the last 3000 years reconstructed from the pollen record of the PVC 4.2 core located in the west margin of the Cigüela River (Las Tablas de Daimiel National Park). Some periods of noticeable impacts on the wetland are identified, some during periods of little human impact and others clearly of anthropic origin. At the beginning of the sequence, the ecological changes were controlled by the climate variability, and the system showed a natural recovery mechanism. The later intense human-made disturbances abruptly disturbed the natural recovery mechanism making difficult the regeneration of the ecosystem.

Palabras clave: Polen, Holoceno reciente, cambios ambientales, región mediterránea

Key words: Pollen, Late Holocene, Environmental Changes, Mediterranean Area

El Parque Nacional de las Tablas de Daimiel localizado en la denominada Llanura Manchega occidental (Ciudad Real), se extiende desde el límite de la Meseta Sur hasta las estribaciones septentrionales de Sierra Morena y desde la Sierra de Altamira situada al NE, hasta la penillanura de materiales paleozoicos en occidente (Sánchez Carrillo, 2000). Es una unidad morfoestructural que forma una extensa planicie con dirección E-O (Pérez-González, 1996) y que desciende desde el NNE hasta el SSO entre 640 y 620 m (Portero y Ramírez, 1988). Constituye un humedal fluvial en el que coinciden una serie de circunstancias (de tipo geomorfológico, hidrológico, climático), que han favorecido el desarrollo de una secuencias sedimentarias que registran las variaciones climáticas y sus efectos sobre los ecosistemas (Martínez-Santos *et al.*, 2004, Santisteban *et al.*, 2004, Gil-García *et al.*, 2006) dentro de un enclave mediterráneo.

El sondeo objeto del estudio se realizó a la derecha del río Cigüela, dentro del Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel (Fig.1). La obtención del testigo se realizó mediante vibracorer y posteriormente fue levantado estratigráficamente y fotografiados para a continuación realizar un muestreo continuo en el laboratorio con una resolución promediada de 0,7 cm. Las muestras fueron repartidas para los diferentes análisis (geoquímica, polen, mineralogía, isótopos), también se procedió a su análisis por ^{14}C AMS y fueron enviadas a los laboratorios GADAM Center (Polonia). Además se realizó un muestreo continuo (con un espesor de 1 cm.) de los 20 cm. superiores para su datación mediante ^{210}Po y $^{239,240}\text{Pu}$ en los laboratorios del CIEMAT (Madrid). Los resultados obtenidos para los análisis de ^{210}Po y $^{239,240}\text{Pu}$ fueron contrastados con los eventos documentales identificables en el registro lo que permitió confirmar unas tasas de sedimentación para los dos últimos siglos próximas a los 2 mm/año. Su integración posterior con los datos procedentes de las dataciones por ^{14}C AMS permitió elaborar el modelo final de profundidades/edad.

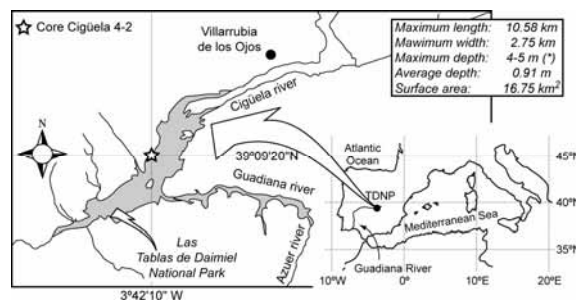


Fig.1. Localización geográfica del sondeo PVC 4.2 (Cigüela 4.2)

Las muestras para el estudio polínico fueron sometidas a los tratamientos físico-químicos clásicos (Coûteaux, 1977, Goeur y Beaulieu, 1979, Moore *et al.*, 1991) para la extracción de los granos de polen. En todas las muestras procesadas se han empleado métodos para concentrar el polen mediante flotación de este en un líquido de alta densidad (Thoulet).

Dadas las características de la zona de estudio, así como la evolución y la respuesta de estos ecosistemas a los eventos climáticos del final del Holoceno hacen de la misma un punto de referencia para la Península Ibérica y la región Mediterránea. Dentro de ellos cabe destacar cinco periodos que han podido detectarse en el mismo: Periodo frío Subatlántico (<150 cal BC), frío y seco; Periodo Cálido Romano (150 cal BC-270 cal AD), cálido y húmedo, Baja Edad Media (270 cal AD-950 cal AD), fría y seca, Periodo Cálido Medieval (950 cal AD-400 cal AD), cálido y húmedo y la Pequeña Edad del Hielo (>1400 cal AD), caracterizada por fuertes contrastes fríos y secos. La respuesta del ecosistema a las perturbaciones ambientales extremas como fluctuaciones hidrológicas sobre el medio han quedado bien reflejadas en la relación existente entre la vegetación emergente y acuática, así mismo como por los cambios en el contenido de Carbono orgánico y Nitrógeno. Paralelamente las relaciones establecidas entre los taxones arbóreos (*Quercus* + *Pinus*) y *Artemisia* han sido eficaces

indicadores de las perturbaciones encontradas en la temperatura.

Hacia el siglo XVI, la secuencia muestra un paisaje en las inmediaciones del humedal constituido por dehesas de encinas y olivos, con un sotobosque bien desarrollado y variado, una vegetación regional formada por pinares no muy densos mientras que en las islas y márgenes del humedal se daría una expansión de los componentes heliófilos y una tendencia al incremento de la vegetación acuática. Con posterioridad (s. XVII y primera mitad del XVIII) las fluctuaciones que se observan en la vegetación hacen pensar que fue un momento de cierta variabilidad climática que estaría de acuerdo con el final de la Pequeña Edad del Hielo. Este paisaje va evolucionando hacia la pérdida de la cobertera arbórea así como del matorral debido a un desarrollo gradual pero irregular de la reorganización de tierras para la agricultura que no permite observar con nitidez las variaciones climáticas. La presión antrópica en el área ha sido variable, se puede afirmar que hasta mediados del siglo XIX el control del ecosistema fue fundamentalmente natural (climático). Durante este periodo el uso del territorio era para autoconsumo de pequeñas parcelas dedicadas a la agricultura, recolecta de carrizo y enea, caza, pesca y ganadería trashumante. Este aprovechamiento del territorio junto a la baja densidad demográfica existente hizo posible que el impacto de la misma sobre la vegetación fuera casi nulo o al menos no intenso. De forma que se han podido detectar momentos algo más húmedos y templados que se traducen en la regeneración del bosque y de los elementos acuáticos (XVI) junto con momentos más secos (finales del XVIII) que implicaron el retroceso de los taxones acuáticos y heliófilos al existir una menor lámina de agua en el humedal.

Si bien durante el periodo de estudio el área ha estado siempre ocupada por el hombre se observan tres puntos de inflexión en el sistema de explotación del territorio: el periodo de intereses ganaderos de los caballeros de la Orden de Calatrava (hasta el s. XVIII), a principios del siglo XIX con el desarrollo de la agricultura que inicialmente, al menos en nuestra zona estuvo basada en pequeños cultivos familiares y con posterioridad se fue haciendo más intensa (finales del XIX y primera mitad del XX) y finalmente la extensión de los regadíos (segunda mitad del XX) que acaba con los recursos hídricos del subsuelo e implica una deforestación ya imparable y la salinización de los suelos que queda evidenciado por el abrupto incremento de Chenopodiaceae-

Amaranthaceae lo que conlleva la alteración profunda del humedal.

Los datos obtenidos en nuestro estudio ponen de manifiesto que el paisaje actual debe explicarse no sólo, por factores climáticos y geográficos (topografía y vegetación) sino también humanos, como evolución de la estructura de la propiedad o los cambios de uso del territorio.

Agradecimientos: Agradecemos a la Dirección del Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel las facilidades para la realización del trabajo y de los trámites administrativos. Este estudio ha sido financiado por los proyectos del Ministerio de Ciencia y Tecnología (proyectos REN2002-04433-CO2-01, REN2002-04433-CO2-02 y CGL2005-06458-CO2-01/HID).

Referencias bibliográficas

- Coûteaux, M. (1977). A propos de l'interpretation des analyses polliniques de sediments minéraux, principalement archéologiques. En: *Le Milieu Végétal, les faunas et l'Homme. Supplément Bulletin A.F.E.Q.*, 47, 259-276.
- Gil-García, M.J., Ruiz-Zapata, M.B., Santisteban, J.I., Mediavilla, R., López-Pamo, E. & Dabrio, C.J. (2006). Late Holocene environments in Las Tablas de Daimiel (South central Iberian Peninsula, Spain). *Vegetation History and Archaeobotany*. DOI10.1007/s00334-006-0047-9.
- Goëury, Cl & Beaulieu, J.L. (1979). À propos de la concentration du pollen à l'aide de la liquer de Thoulet dans les sediments minéraux. *Pollen et Spores*, 21, 239-251.
- Martínez-Santos, P., Castaño, S., Santisteban, J.I., Martínez Alfaro, P.E., Mediavilla, R. & López-Pamo, E. (2004). Tendencias climáticas durante el último siglo (1904-2002) en el parque Nacional de las Tablas de Daimiel (Ciudad Real). *Geotemas*, 6 (5), 129-132.
- Moore, P.D., Webb, J.A., Collinson, M.E. (1991). *Pollen analysis* (Second edition). Oxford. Blackwell.
- Pérez-González, A. (1996). Marco geológico y geomorfológico. En: *Las tablas de Daimiel, ecología acuática y sociedad* (M. Álvarez-Cobelas, S. Cirujano eds). Ministerio de Medio Ambiente. Madrid, 31-34.
- Portero, J.M. & Ramirez, J.I. (1988). *Memoria y hoja geológica de Daimiel (760)*. Mapa Geológico de España, 2ª serie, ITGE, Madrid.
- Sánchez Carrillo, S. (2000). *Hidrología y sedimentación actual de Las Tablas de Daimiel*. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Madrid. Facultad de Ciencias (Inédita).
- Santisteban, J.I., Mediavilla, R., López-Pamo, E., Dabrio, C.J., Ruiz-Zapata, M.B., Gil-García, M.J., Castaño, S., & Martínez-Alfaro, P.E. (2004). Loss on ignition: A quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments?. *Journal of Paleolimnology*, 32, 287-299.



EL PAISAJE VEGETAL DURANTE EL HOLOCENO RECIENTE EN EL MACIZO DE PEÑALARA (SIERRA DE GUADARRAMA, MADRID)

C. Gómez (1), M.B. Ruiz (1), J.A. López-Sáez (2), M.J. Gil (1), J. Santisteban (3), R. Mediavilla (4), y F. Domínguez (4)

- (1) Dpto. Geología, Universidad de Alcalá. Edificio de Ciencias. 28871- Alcalá de Henares. Blanca.ruiz@uah.es
 (2) Laboratorio de Arqueobotánica, Dpto. de Prehistoria, Instituto de Historia, CSIC. Duque de Medinaceli, 6. 28014 - Madrid. alopez@ih.csic.es
 (3) Dpto. Estratigrafía. Universidad Complutense de Madrid. 28040 - Madrid. juancho@geo.ucm.es
 (4) Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 - Madrid. r.medivilla@igme.es

Abstract (Vegetation landscape during the Holocene in Peñalara, Guadarrama Range, Madrid): *The major role of human impact in determining the direction of vegetation change over much of the post-glacial has long been recognised. Work analyses, from palaeoenvironmental point of view, the vegetation changes since 1300±30 BP, Macizo of Peñalara, Guadarrama range, Spain. Palynological analysis from peat bog have been used to reconstruct environmental changes in the area. The landscape dominated by herbaceous taxa, constituted mainly Poaceae and Plantago lanceolata. Shrubs such as Cytisus type, Juniperus type, Erica arborea type and Rosaceae has important role in the vegetation. Woodlands with Pinus sylvestris, P. pinaster and Quercus, Alnus, Betula, Castanea and Salix are also noticeable in the sequence. The influence may be attributable to forest clearance and grazing pressures.*

Palabras clave: Peñalara, palinomorfos, paleoecología, cambios vegetales

Key words: Peñalara, palynomorphs, palaeoecology, vegetation change

La Hoya de Peñalara (Sierra de Guadarrama, Madrid) es una de las formas típicas de la acción glacial, cuyo funcionamiento como laguna más o menos esporádica favorece la acumulación de un material fino rico en materia orgánica y excelente archivo de *proxy-data*, como es el caso de los palinomorfos objeto de este trabajo en la reconstrucción paleoambiental.

En este sentido, el primer trabajo de esta naturaleza se realizó en la turbera Tremedal de Hoyos en la Hoya de Peñalara (Alfá *et al.* 1957); las 14 muestras estudiadas de un sondeo de 250 cm, pusieron de manifiesto las fluctuaciones en la composición del bosque y el dominio de las gramíneas en el estrato herbáceo; posteriormente, Jiménez Ballesta *et al.* (1985) presentan la comparación entre algunas turberas de Gredos y Guadarrama para lo cual realizan un sondeo en el relleno de la depresión interior del arco morrénico principal situado a 1950 m de altitud. En 1986 el grupo de Palinología de la Universidad de Alcalá (Ruiz *et al.* 1987 y 1988) inicia una campaña de sondeos a fin de poder establecer la secuencia vegetal y climática del área; los resultados de las 7 muestras procedentes del sondeo realizado en la Hoya de Peñalara, a 1930 m de altitud y a 50 m, al este de la base del escarpe del refugio de Zabala, revelan la existencia de un bosque relativamente denso que evoluciona hacia un paisaje semejante al actual, destacando el papel del estrato arbustivo y la presencia de gramíneas, y atribuyen estos cambios de la vegetación a variaciones en las condiciones climáticas y a la actividad antrópica. Vázquez, 1992, realiza un análisis más detallado (31 muestras, en un sondeo de 160 cm) corroborando las conclusiones de los trabajos previos; por primera vez se aportan dataciones radiométricas ¹⁴C, realizadas en la Universidad de Granada (UGRA), de 1100±60 BP en 80-90 cm y 4160±70 BP en 145-160 cm. Finalmente Bentley (1991) presenta los resultados de 7

muestras procedentes de un perfil de 90 cm (sin ubicación exacta). De estos trabajos se ha podido establecer de un modo general la evolución de la vegetación durante el Holoceno, caracterizada por el tránsito desde formaciones de bosque, fundamentalmente pinares, abedulares y melojares, hasta el desarrollo de espacios abiertos, a través de fluctuaciones entre los taxones arbustivos y herbáceos, y cuya dinámica responde a cambios en las condiciones climáticas, así como a una ocupación y uso antrópicos del territorio.

Todo lo expuesto hasta el momento evidencia el interés de la zona, en los estudios de carácter paleoambiental; por esta razón y con objeto de solventar algunos de los interrogantes sobre el peso de clima y de la actuación del hombre se ha abordado el estudio de un nuevo perfil en la Hoya de Peñalara, aplicando la alta resolución en el tratamiento de las muestra. En este trabajo se presentan los resultados de carácter palinológico, junto al contenido de los microfósiles no polínicos, ya que estos últimos contribuyen a la interpretación de las condiciones paleoecológicas. Para medir la diversidad biológica del registro fósil del contenido polínico se ha utilizado el análisis de Rarefacción (*Analytic Rarefaction* 1.3, Bronk, 2000); ya que se trata del análisis más adecuado debido a que estandariza los tamaños muestrales, sin tener en cuenta los problemas de las abundancias (Birks y Line, 1992). Este análisis se ha realizado en cada una de las muestras analizadas del sondeo incluyendo árboles, arbustos, herbáceas y plantas higrófitas,

El testigo obtenido corresponde a una formación higróturbosa de origen periglacial situada en inmediaciones de la Laguna Grande de Peñalara (coordenadas UTM X: 419576, Y: 4521277) a una altitud de 1940 m. El sondeo (PÑ) se realizó con una sonda manual tipo Rusa, alcanzando una profundidad de 154 cm. Hasta el momento se han

realizado tres dataciones (Tabla 1) en Gliwice Radiocarbon Laboratory.

No.	Lab. No.	Prof. (cm)	¹⁴ C (BP)
PÑ1	GdA-933	46-48	275±30
PÑ2	GdA-934	107-108	755±30
PÑ3	GdA-935	137-138	1300±30

Tabla 1. Dataciones ¹⁴C (BP)

Los hechos más destacados del estudio preliminar del diagrama polínico PÑ se resumen en el dominio de polen herbáceo representado en *Poaceae* y taxones de afinidad nitrófila (Cichorioideae, Aster tipo, Papaveraceae, *Rumex*, *Artemisia*, *Urtica dioica* tipo, *Plantago lanceolata*, Rubiaceae y chenopodiaceae) que en las zonas de mayor presión pastoral son acompañados por palinóforos no polínicos asociados a esta afinidad ecológica: Tipos 55A, 113 y 368 (van Geel et al. 2003; Van Geel y Aptroot, 2006). Además destaca un componente arbustivo que está constituido básicamente por Ericaceae, Rosaceae, *Juniperus* y Cistaceae que representan la vegetación actual en donde predomina el *Juniperus* y *Cytisus oromediterraneus* (Ruiz et al. en preparación). En cuanto a la masa forestal, están representados los elementos de carácter regional (Gil, 1992; Vázquez, 1992), como es el caso de *Pinus sylvestris*, *P. pinaster*, *Quercus ilex* y *Q. pyrenaica*, y presencias de *Betula*, *Alnus*, *Castanea*, *Salix* y *Fraxinus*. Las fluctuaciones en los porcentajes de los elementos arbóreos y su ausencia/presencia van marcando episodios climáticos que permiten corroborar los retrocesos y avances de la línea de bosque de Pinares y la expansión o retroceso de melojares y abedulares en el Valle del Lozoya (Ruiz et al. 1987 y 1988; Vázquez, 1992). A la vista de todo lo expuesto podemos relacionar la dinámica vegetal del depósito higróturboso PÑ con un clima mediterráneo en el que se detectan variaciones en la tasa de humedad y la presencia de prados higróturbosos que sirven para el ganado durante el verano que representan la vegetación actual en donde predomina el *Juniperus* y *Cytisus oromediterraneus*.

Respecto al análisis de rarefacción como indican Birks y Line (1992), E(T_n) se puede considerar como el reflejo del mosaico vegetal del paisaje, mosaico que va cambiando a lo largo del tiempo, por lo que de alguna manera se puede otorgar una perspectiva diacrónica al estudio paleoambiental de la diversidad mediante el análisis de rarefacción. Las fluctuaciones observadas en la diversidad polínica a través del tiempo en las secuencias PÑ (1300±30 BP, 755±30 BP, 275±30 BP) puede estar relacionada con los cambios observados en los estratos arbóreos, arbustivos y herbáceos,

además de representar la influencia antrópica sobre el medio.

Agradecimientos: Nuestro agradecimiento más sincero al Parque Regional de Peñalara por las facilidades que nos han proporcionado en nuestras campañas de campo. Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto de Investigación CCG06-UAH/AMB-0614.

Referencias bibliográficas

- Alía Medina, M., Menéndez Amor, J., & Vidal Box, C. (1957). Livret-Guide de l'excursion C3 et C4. Guadarrama, Massif the Peñalara et variation El Escorial-Manzanares El Real. *Actas V Congreso Internacional INQUA*, Madrid, 28-34.
- Bentley, S. (1991). A vegetational history of Peñalara in Central Spain. King College, London. Informe de investigación inédito, 44 pp.
- Birks, H.J.B. & Line J.M. (1992). The use of rarefaction analysis for estimating palynological richness from Quaternary pollen-analytical data. *The Holocene*, 2 (1), 1-10.
- Bronk, C. (2000). OxCal Version 3.5. <http://www.rlaha.ox.ac.uk/orau/index.htm>.
- Gil García, M.J. (1992). *Dinámica de la paleovegetación en el sector oriental del Sistema Central español durante el Holoceno, en base al análisis polínico. Implicaciones climáticas*. Tesis Doctoral, Universidad de Alcalá de Henares, Alcalá de Henares, 211 pp.
- Jiménez Ballesta, R., López Martínez, P., López García, P. & Ibañez, J.J. (1985). Contribución al conocimiento de las formaciones superficiales turbosas en las Sierras de Guadarrama y Ayllón. Análisis polínicos. *Actas da I Reunião do Quaternario Ibérico*, Lisboa, 2, 213-224.
- Ruiz Zapata, B., García Antón, M. & Acaso Deltell, E. (1987). Datos polínicos para el conocimiento de la vegetación en le Macizo de Peñalara (Sierra de Guadarrama). *Actas VI Simposio de Palinología APLE*, Salamanca, 351-354.
- Ruiz Zapata, B., García Antón, M., Vázquez Gómez, R., Gil García, M.J. & Andrade, A. (1988). Análisis polínico de dos turberas localizadas en el Macizo de Peñalara (Sierra de Guadarrama, Madrid). *Actas III Congreso Geológico*, Granada, 329-332.
- Vázquez, R. (1992). *Evolución del paisaje vegetal durante el Cuaternario reciente en la zona central y oriental de la Sierra de Guadarrama a partir del análisis palinológico..* Tesis Doctoral, Universidad de Alcalá de Henares, Alcalá de Henares, 401 pp.
- Vázquez, R. & Ruiz Zapata, M.B. (1992). Contribución al conocimiento de la historia de la vegetación durante los últimos 2000 años en la zona oriental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español), a través del análisis polínico. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural (Biología)*, 88 (1-4), 235-250.
- Van Geel, B. & Aptroot, A. (2006). Fossil ascomycetes in Quaternary deposits. *Nova Hedwigia*, 82:313-329.
- Van Geel, B., Buurman, J., Brinkkemper, O., Schelvis, J., Aptroot, A., van Reenen, G. & Hakbijl, T. (2003). Environmental reconstruction of a Roman Period settlement site in Uitgeest (The Netherlands), with special reference to coprophilous fungi. *Journal of Archaeological Science*, 30, 873-883.



CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE CAMBIOS PALEOCEANOGRÁFICOS EN EL MAR DE ALBORÁN DURANTE LOS ESTADIOS ISOTÓPICOS 6 Y 7

B. Gonzalez-Mora (1), F.J. Sierro (1) y J.A. Flores (1)

(1) Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced, s/n. 37008-Salamanca. mora@usal.es

Abstract (Geochemical characterization of paleoceanographic changes in the Alboran Sea during marine isotope stages 6 and 7): Samples from the Alboran Sea (Western Mediterranean) were studied in order to characterize paleoceanographic changes between the last 250-150 kyr from a geochemical point of view. XRF measurements were carried out at a 1cm-resolution and several changes at an astronomical time scale were observed in Si/Al, Si/Si+K and Ti/Ca, suggesting more river discharge and less wind stress during warmer substages. Organic rich layers were characterized by high biogenic barium and low Si/Al content, which is interpreted as increasing surface productivity and more river discharge due to more abundant precipitations. Two Heinrich events were recognized in the studied interval, which present high biogenic barium and also high Si/Al and Si/Si+K content, suggesting high surface productivity and stronger wind stress during both periods.

Palabras clave: Geoquímica, Paleoc oceanografía, Mar de Alborán, estadios isotópicos marinos 6 y 7.

Key words: Geochemistry, Paleoc oceanography, Alboran Sea, marine isotope stages 6 and 7.

En las últimas décadas numerosos autores han estudiado las "huellas" geoquímicas dejadas en los sedimentos marinos por determinados eventos paleoceanográficos, como la formación de sapropeles en el Mediterráneo o eventos Heinrich en el Atlántico Norte. Con este trabajo se pretende ampliar el conocimiento que se tenía hasta este momento sobre la señal geoquímica y el origen de algunos episodios a nivel global y regional registrados en el Mar de Alborán (Mediterráneo Occidental) entre los últimos 250-150 ka. Para ello se han estudiado muestras del testigo ODP977 (36° 01.907'N, 1° 57.319'W; 1984 m de profundidad) recogido en la campaña 161 de ODP en 1996 en el centro de la cuenca de Alborán.

El Mar de Alborán es la cuenca más occidental del Mediterráneo; la primera que recibe las aguas atlánticas y, por eso, la que mayor influencia atlántica tiene. Posee la mayor acumulación de depósitos neógenos y cuaternarios de todo el Mediterráneo Occidental. En esta cuenca se distribuyen verticalmente tres masas de agua cuyo patrón de circulación está fuertemente controlado por el intercambio de aguas que se produce en el Estrecho de Gibraltar. Los 220 metros más superficiales corresponden al Agua Atlántica Modificada que fluye hacia el este; entre los 220 y los 1100 m se encuentran las aguas intermedias, que fluyen hacia el Atlántico; y por debajo, el Agua Profunda del Mediterráneo Occidental, formada en el Golfo de León.

Para el estudio geoquímico se han realizado mediciones de fluorescencia de rayos-X con una resolución de 1 cm en el *core scanner* de MARUM, en la Universidad de Bremen (Alemania). Los elementos medidos fueron Al, Si, P, S, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Rb, Sr, Zr, Ag, Sn, Te y Ba. El Ba_{excess} (o Ba_{Bio}) se ha calculado a partir de la ecuación de Berger et al. (1989): $Ba_{excess} = Ba_{measured} - Al_{measured} * (Ba/Al)_{detrital}$, donde $Ba/Al_{detrital}$ es la proporción de la materia terrígena, 0.0033 en el Mar de Alborán (Sanchez-

Vidal et al., 2005). El modelo de edad utilizado en este trabajo es el establecido por Martrat et al. (2005).

Según el patrón presentado a lo largo del tiempo por los diferentes elementos analizados, se pueden distinguir varios grupos. Por un lado, los elementos de origen mayoritariamente biogénico, Ca y Sr, cuya cantidad aumenta en el sedimento durante los periodos cálidos y está relacionada directamente con la proporción de carbonato cálcico biogénico presente en las muestras. Por otro lado, los elementos de origen terrígeno, Fe, Ti, Si y Al, fundamentalmente, cuyo contenido aumenta considerablemente durante los periodos fríos en los que la gran cantidad de aportes procedentes del continente diluye el carbonato de las muestras. Otro elemento importante es el Ba, en parte terrígeno, pero con un gran componente biogénico en determinados periodos. Por último, el Mn, asociado a procesos de oxidación-reducción, presenta máximos muy marcados en cuatro puntos concretos dentro del intervalo estudiado.

Las curvas Si/Al y Si/Si+K se relacionan con aporte eólico/aporte fluvial y presentan mínimos durante los periodos más cálidos. Esto sugiere mayor llegada de material terrígeno a la cuenca, fundamentalmente arcillas, respecto a la cantidad de aportes eólicos, debido a mayor descarga de los ríos durante estos periodos más húmedos, en los que se produce deshielo, el nivel del mar está más alto y el viento tiene menos fuerza. Según el Si/Al, durante el estadio 6 la fuerza media del viento fue ligeramente superior que en el estadio 7, cálido. Durante el subestadio 7.1, la llegada de material procedente de los ríos aumentó paulatinamente hasta la formación de la capa rica en materia orgánica (equivalentes a los sapropeles del Mediterráneo occidental. Comas et al., 1996) durante el máximo de insolación en el Hemisferio Norte; posteriormente hubo un descenso progresivo hasta el inicio del estadio 6. A los 158 ka se observa un mínimo muy pronunciado en Si/Al, de

geometría similar al mínimo del subestadio 7.1, probablemente causado por una descarga fluvial importante durante un periodo húmedo.

La relación Ti/Ca refleja la relación aporte eólico/carbonato en el sedimento y presenta máximos en la llegada de material eólico durante los periodos fríos. Este aumento pudo ser debido a mayor fuerza del viento durante esos periodos, como se ha interpretado anteriormente con la curva Si/Al, lo que confirma el origen eólico del Si. Los periodos de mayor intensidad de los vientos según el Ti/Ca coinciden con los registrados por el Si/Al.

Las variaciones del contenido en hierro no responden únicamente a cambios en la proporción de arcillas en el sedimento relacionadas con las descargas fluviales, si no que también se registran máximos asociados a procesos de oxidación-reducción coincidentes con abundante contenido en materia orgánica en el sedimento.

El contenido en manganeso del sedimento presenta un patrón muy particular, durante la mayoría del tiempo su concentración es muy baja, pero en determinados puntos presenta máximos muy abruptos. Estos picos coinciden con el final de las capas ricas en materia orgánica (ORL 9-12) formadas durante los máximos de insolación. Por lo tanto, la alta concentración de manganeso está relacionada con la reoxigenación producida al final de la formación de las capas ricas en materia orgánica bajo condiciones reductoras.

En el caso del bario, si separamos la fracción terrígena de la biogénica, se observa que la primera sigue la evolución del resto de elementos procedentes de la descarga fluvial. Por otro lado, el componente biogénico presenta máximos muy marcados en determinados puntos, coincidiendo con las capas ricas en materia orgánica. Por lo tanto, la formación de estas capas está relacionada con aumento de la productividad superficial.

Durante el intervalo estudiado en este trabajo, en el Atlántico Norte tuvieron lugar dos eventos muy particulares, conocidos como eventos Heinrich y caracterizados por descargas de icebergs procedentes de los casquetes polares durante periodos extremadamente fríos (Heinrich, 1988). En el Mediterráneo se han reconocido estos eventos con la ayuda de análisis faunísticos y geoquímicos. En este estudio, se han localizado dos de esos eventos (alrededor de 220 y 170 ka), en los que el contenido en bario biogénico es bastante alto, sugiriendo un aumento notable en la productividad superficial durante estos episodios. Además, las curvas de Si/Al y Ti /Ca presentan máximos durante ambos eventos, lo que se interpreta como un aumento en la intensidad de los vientos en esos momentos.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por los proyectos REN 2003-08642-CO2/CLI, CGL 2005-00642/BTE y SA008C05, y por la beca FPU del MEC concedida a Beatriz González Mora (AP20033094). Agradecimientos al *Ocean Drilling Program* (ODP) por haber suministrado las muestras.

Referencias bibliográficas

- Berger, W., Smetacek, V. & Wefer, G. (1989). Ocean productivity and paleoproductivity. An overview. En: *Productivity in the Oceans: Present and Past*. Ed. John Wiley, Hoboken, N. J. (E.E.U.U.), 1-34.
- Comas, M.C., Zahn, R., Klaus, A. (eds.) (1996). *Proc. ODP, Init. Repts.*, 161, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years. *Quaternary Research*, 29, 142-152.
- Martrat, B., Grimalt, J. O., Lopez-Martinez, C., Cacho, I., Sierro, F. J., Flores, J. A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J. H. & Hodell, D. A. (2004). Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years. *Science*, 306, 1762-1765.
- Sanchez-Vidal, A., Collier, R., Calafat, A., Fabres, J. & Canals, M., (2005). Particulate barium fluxes on the continental margin: a study from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). *Marine Chemistry*, 93, 105-118.



CONSIDERACIONES PALEOCLIMÁTICAS Y PALEOHIDROLÓGICAS A PARTIR DEL RELLENO SEDIMENTARIO DE LA CUEVA DEL CUCÚ (PROVINCIA DE ALMERÍA)

A. González-Ramón (1), B. Andreo (2), A. Ruiz-Bustos (3) y D.A. Richards (4)

(1) Instituto Geológico y Minero de España. Urb. Alcázar del Genil, 4. Edif. Zulema bajo. Granada. antonio.gonzález@igme.es

(2) Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Málaga. andreo@uma.es

(3) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC). Facultad de Ciencias. Universidad de Granada.

(4) School of Geographical Sciences, University of Bristol, Bristol, BS8 1SS, UK

Abstract (Paleoclimatic and paleohydrology considerations about the sedimentary sequence in the Cucú Cave): *Cucú Cave is a small cavity, 30 m long, 1600 m.a.s.l. in the southern slope of Sierra de María (N Almería province, Spain). A sedimentary sequence 9 m thick, including fossils, fills the cave. The lithological sequence is dominated by clast supported detrital sediments without evidence of alluvial transport. These sediments were formed by gelifraction under periglacial conditions. The micromammal fossil species are of Upper Pleistocene age and the mammal biocenogram also indicates that cold conditions prevailed at the time of deposition, between 140 and 70 ka. Sedimentological and biostratigraphical evidence within the cave indicates, during the Upper Pleistocene, increasing dimensions of the karst cavity previously created by solution. The detrital sequence is covered by a flowstone which evolved during a period of warmer, wetter conditions and provides a minimum U-Th isochron age of 40 ± 7 ka for the timing of periglacial action.*

Palabras clave: micromamíferos, periglacialismo, Pleistoceno superior, relleno detrítico.

Key words: micromammal, periglacial conditions, Upper Pleistocene, detrital sequence.

El Cambio Climático ha sido una de las cuestiones más debatidas en el mundo durante las últimas décadas. Se han realizado muchas investigaciones sobre las variaciones climáticas e hidrológicas a partir de depósitos carbonatados, particularmente espeleotemas, porque se afectan menos por los procesos postdeposicionales que los sedimentos superficiales. Los espeleotemas pueden ser datados, de manera precisa, mediante técnicas U/T. Por tanto la investigación sobre los espeleotemas puede contribuir al conocimiento paleoclimático y paleohidrológico en áreas continentales (Schwarcz, 1986). También se puede determinar la composición geoquímica, en isótopos estables como ^{18}O y ^{13}C , los cuales pueden ser interpretados en términos de paleotemperaturas y humedad-vegetación (Gascoyne, 1992), y elementos trazas (Mg, Sr) que son indicadores paleohidrológicos (Fairchild *et al.*, 2001). No obstante, los restos paleontológicos y el análisis de los sedimentos detríticos que rellenan las cavidades también pueden ser utilizados para investigaciones paleoclimáticas (Ruiz Bustos, 1995, 1996).

El principal objetivo de este trabajo es mostrar el interés y complementariedad de los métodos geológicos, paleontológicos y geocronológicos para conocer las condiciones paleoclimáticas a partir de los primeros resultados obtenidos en la Cueva del Cucú. Esta cueva está situada en la parte septentrional de la provincia de Almería, en el interior del Parque Natural Sierra de María-Los Vélez. Concretamente, se encuentra en la vertiente sur del pico El Cabezo (1.948 m.s.n.m.) y a una cota de 1.600 m.s.n.m.

Desde el punto de vista geológico, la cavidad se desarrolla en calizas del Jurásico incluidas dentro del dominio del Subbético Interno en la Zona Externa de la Cordillera Bética. Estas calizas se encuentran

fuertemente deformadas por estructuras plegadas que, posteriormente han sido afectadas por fallas.

La cavidad presenta un desarrollo de unos 30 m, con una boca de gran amplitud y una sala principal que ha sido frecuentemente utilizada como refugio del ganado. Al fondo de la cavidad, existe una segunda sala de menores dimensiones en la que se ha desarrollado un conjunto de gours, debido a la existencia de una pequeña surgencia que solo drena agua en periodos invernales húmedos. La cueva fue explorada y topografiada en 2001 por la Asociación de Espeleólogos Velezanos (González-Ramón, 2002; González-Ramón *et al.*, 2002).

En la entrada de la cueva existe un relleno de unos 9 metros de espesor (Fig.1). El relleno está básicamente constituido por cantos angulosos, no redondeados, desde tamaño arena hasta grandes bloques métricos. Los sedimentos son clásticos, están soportados por los cantos y la matriz es escasa. Aunque no se observa una clara estratificación, sí es posible diferenciar niveles con granulometrías groseramente ordenadas, incluso secuencias granocrecientes. A techo de los sedimentos anteriores existe una colada de carbonata cálcico (flowstone) de calcita.

La cavidad se ha desarrollado siguiendo una de las fallas que generan los escarpes del cerro del Cabezo. Esta fractura presenta una roca de falla asociada, formada por restos de margas cretácicas, que constituye una discontinuidad de las calizas jurásicas y favorece la presencia del punto de drenaje situado al fondo de la cavidad. La existencia de flujo de agua, en etapas de clima frío, ha debido favorecer la acción crioclástica por cuya causa, paulatinamente, se fue ensanchando la fisura. Este ensanchamiento provocó inestabilidades que

ocasionaron desprendimientos del techo y agrandaron la cavidad.

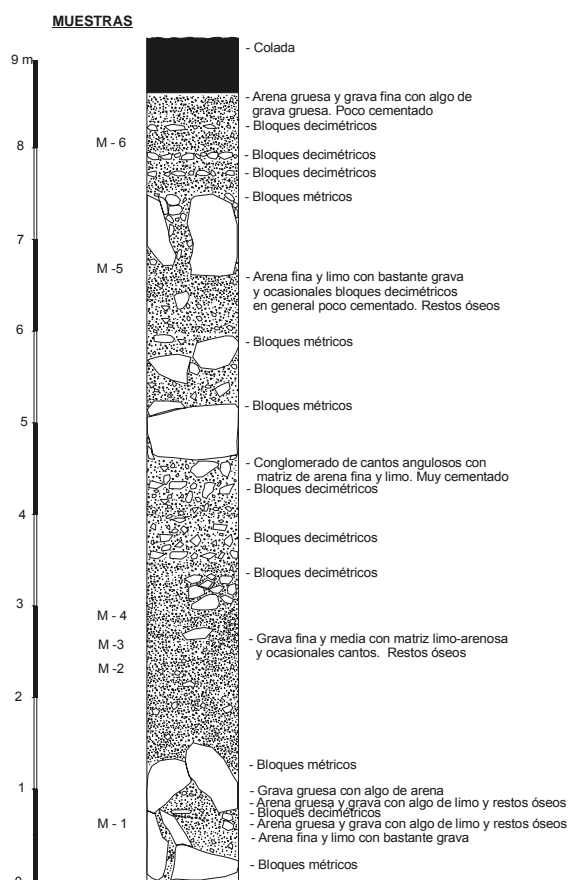


Fig. 1. Columna estratigráfica del relleno de la Cueva del Cucú.

En algunos de los niveles que constituyen el relleno se han encontrado restos de micromamíferos que debieron ser transportados por las rapaces que los capturaban y utilizaban la cueva como lugar de nidación. El inventario de la fauna obtenida en las muestras procedentes del relleno sedimentario ha sido el siguiente: *Apodemus sylvaticus*; *Microtus nivalis*; *Microtus arvalis arvalis*; *Miomys (Villanyia) savini*; *Neomys sp.* *Crocidura ?*; *Oricyolagus sp.*; *Lepus sp.*; *Capra pirenaica*; Aves; *Lacerta sp.*; *Bufo sp.*; *Salmo sp.* De acuerdo con este contenido faunístico el relleno de la Cueva del Cucú data del Pleistoceno superior, biozona Mp-20, Sigla intrazona SI-20-3 (Ruiz Bustos, 1995, 1996) con una edad comprendida entre 140 y 70 ka.

La colada estalagmítica (flowstone) que cubre el relleno detrítico ha sido datada en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Bristol y la edad ha resultado ser de 40 ± 7 ka.

La Cueva del Cucú se originó por disolución o karstificación de las calizas jurásicas, probablemente

durante el Pleistoceno medio. Las características del relleno detrítico (soportado por los cantos, formas angulares de los cantos, tamaño de grano heterométrico) son coherentes con un origen periglaciario. Así, la cavidad creada por disolución fue agrandada por gelifracción y por ocasionales desprendimientos de bloques del techo de la cavidad.

La fauna encontrada en el relleno también es indicativa de condiciones muy frías en el sur de España, de acuerdo con la fauna de micrótidos acompañante. El relleno de la cueva del Cucú se produjo en un momento de intenso frío en la región, constatado en otras cavidades kársticas de Andalucía. Teniendo en cuenta que la sedimentación coincide con el momento de más bajas temperaturas en la región, la edad más probable de buena parte del registro sedimentario es 80 ± 5 ka.

Desde hace aproximadamente 40 ± 7 ka las condiciones climáticas periglaciares han perdido importancia, como lo demuestra el hecho de que en esta época se depositó el flowstone que cubre todo el relleno detrítico y, desde entonces, no se ha producido depósito de rellenos detríticos similares a los anteriormente descritos.

Agradecimientos: Al Grupo de Investigación RNM 308 de la Junta de Andalucía. Es una contribución al proyecto IGCP-513 de la UNESCO

Referencias bibliográficas

- Fairchild, I.J., Baker, A., Borsato, A., Frisia, S., Hinton R.W., McDermott, F. & Tooth, A.F. (2001). Annual to sub-annual resolution of multiple trace-element trends in speleothems. *Journal of the Geological Society of London* 158, 831-841.
- González-Ramón, A. (2002). Consideraciones sobre el desarrollo kárstico en el Parque Natural de la Sierra de María-Los Vélez (provincia de Almería). En: *Karst and Environment* (F. Carrasco, J.J. Durán & B. Andreo, eds.). Fundación Cueva de Nerja, Nerja (Málaga, Spain), 337-345.
- González Ramón, A., López Ramón, M.I., Carra López, J.C. & Pérez Martínez, P. (2002). Resultados de la catalogación de cavidades kársticas en el parque natural Sierra de María-Los Vélez. *Revista Velezana* 21, 142-148.
- Ruiz Bustos, A. (1995). Analysis of enamel-line length as a morphometric parameter and its application to Quaternary arviculids. *Lethaia*, 28, 361-369.
- Ruiz Bustos, A. & Riquelme, J.A. (1999). Análisis sistemático y ecológico de los roedores del Pleistoceno superior procedentes de la Cueva de las Ventanas (Granada, España). 277-288. En: *The scientific study of karstic cavities as a contribution to geological knowledge* (B. Andreo, F. Carrasco & J.J. Durán, eds.). Patronato de la Cueva de Nerja, Nerja (Málaga, Spain), 277-288.
- Schwarcz H.P. (1986). Geochronology and isotope geochemistry of speleothems. En: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry* (P. Fritz & J.C. Fontes, eds.), Vol. 2, The Terrestrial Environment, 271-30.



INESTABILIDAD CLIMÁTICA Y DEL NIVEL DEL MAR DURANTE EL ÓPTIMO DEL ÚLTIMO INTERGLACIAL (EIVISSA-FORMENTERA)

J.L. Goy (1), C. Zazo (2), A. Cabero (1), N. Mercier (3), T. Bardaji (4), V. Soler (5), P.G. Silva (1 y C.J. Dabrio (6)

- (1) Dpto. Geología, Fac. Ciencias, Univ. Salamanca. 37008 - Salamanca. joselgoy@usal.es; pgsilva@usal.es
 (2) Dpto. Geología, MNCN-CSIC, Madrid. mcncz65@mncn.csic.es, acabero@mncn.csic.es
 (3) CEA-CNRS Gif-sur Yvette, France. mercier@lsce.cnrs-gif.fr
 (4) Dpto. Geología, Universidad de Alcalá. Madrid. teresa.bardaji@uah.es
 (5) Instituto de Productos y Recursos Naturales, CSIC, Tenerife. vsoler@ipna.es.
 (6) Dpto. Estratigrafía, UCM, Madrid. dabrio@geo.ucm.es.

Abstract (Climatic and sea-level instability during the peak of the Last Interglacial –Eivissa-Formentera–): Based on geomorphological mapping, petrography, paleontology and luminescence data (OSL), suggest rapid climate and sea-level changes during the peak of MIS 5. Tropical fauna is present during the first part of this interstadial when oceanographic and climate conditions favoured oolite generation.

Palabras clave: Islas Baleares, Oolitos, Fauna “senegalesa”, Aridez
Key words: Balearic Islands, Oolites, “Senegalese” fauna, Aridity.

Introducción

Las islas de Formentera y Eivissa (Fig.1) separadas 5 Km por una plataforma somera, constituyen las islas más meridionales del archipiélago Balear. Los depósitos marinos correspondientes al último interglacial han sido objeto de escasos estudios en comparación con los llevados a cabo en la isla de Mallorca. El objetivo de este trabajo es analizar los cambios climáticos y de nivel del mar ocurridos durante el MIS (Marine Isotopic Stage) 5.5, señalando por primera vez la presencia de facies oolíticas desarrolladas durante el Cuaternario en Baleares. Los resultados se basan en cartografías geomorfológicas, análisis petrográficos, y dataciones por luminiscencia (OSL).

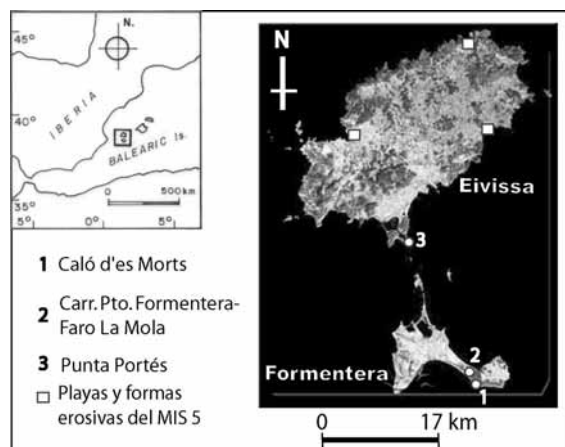


Fig. 1 Localización del área de estudio.

Resultados

El registro marino del Último Interglacial

Los depósitos marinos correspondientes al Último Interglacial son muy escasos en la Isla de Eivissa (Fig.1) y en la mayor parte de los casos se trata de formas erosivas, bancales, socaves (Punta des Farelló, Cala Grasió), o depósitos de playa (Cala

Xaraca) con fauna banal tal como ya señalara Cuerda (1984). La altura de los máximos transgresivos no supera los 2-2,5 m. En la isla de Formentera la secuencia marino-continental más completa se conserva al SE de la isla, en Caló d'es Morts. Sobre este afloramiento de pequeña extensión Gässer (1998), llevó a cabo el estudio paleontológico en el que por primera vez citó fauna senegalesa (*Strombus bubonius*, *Conus testudinarius*, etc.) “in situ”.

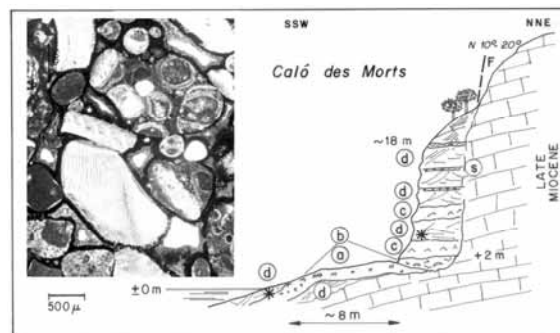


Fig. 2: Secuencia estratigráfica (ver texto) en Formentera. Lámina delgada del nivel (a) con oolitos.

En este trabajo, la secuencia (Fig.2) se interpreta como sigue. El paso de dos sistemas de fallas de dirección N10-30° E, ha hecho posible la exposición de los depósitos marinos que desaparecen inmediatamente al NO en la playa del Mitjorn. Los sedimentos marinos aflorantes (a, b) corresponden a dos “highstands” del MIS 5.5, el más antiguo constituido por un microconglomerado muy cementado y diaclasado, con fauna calida “senegalesa”. En la matriz del nivel (a) se observa la presencia de oolitos. El depósito marino más reciente (b), solo contiene fauna banal. Cubriendo las facies marinas se desarrollan depósitos de coluviones (c) que alternan con depósitos dunares (d) interrumpidos por horizontes edáficos (s). Las dataciones llevadas a cabo en esta sección, dan edades OSL de 72,2±6 Ka para la duna (d) inmediatamente posterior al coluvión más antiguo y 50,3±4,4 Ka para la duna que en la actualidad se

sumerge bajo el mar y que se continuaría en el acantilado con alguna de las dunas superiores.

Las dunas oolíticas

Afloran estos depósitos tanto en la Isla de Formentera (Fig.3), como en el islote del Espalmador y el Sur de Ibiza. Se trata de secuencias dunares. Las que presentan un mayor contenido en oolitos (Fig.4) se observan al NO del afloramiento de Caló d'es Morts, en la carretera (Figs.3 y 4) que une el puerto de Formentera con el Faro de la Mola. En este afloramiento se distinguen dos cuerpos de dunas separadas por una costra calcárea. La



Fig. 3: Dunas oolíticas (Carr. El Puerto-Faro La Mola)

dirección de paleoflujos en la duna inferior señala vientos dominantes del NO.

En la extremidad Sur de la Isla de Eivissa las dunas oolíticas afloran en los acantilados de Punta Portés y alrededores de las salinas de la playa d'es Cavallet. En estos afloramientos, la abundancia de oolitos es siempre menor y una zona de alteración separa los dos sistemas de dunas.

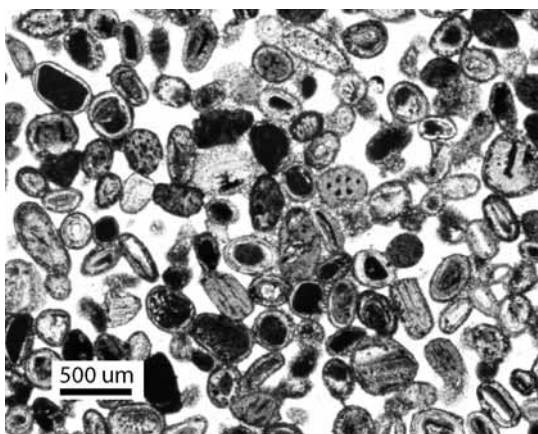


Fig. 4: Lámina delgada- duna con oolitos. Formentera

Discusión y Conclusiones

En la Isla de Formentera se registran dos highstands que, dado el contenido paleontológico, se asimilan con el MIS 5.5 (135-117 Ka). El nivel más antiguo probablemente se correlacione con el highstand 2º de Mallorca (Hillaire-Marcel *et al.*, 1996; Goy *et al.*, 1997; Zazo *et al.*, 2003), y el más reciente con el highstand 3º de los mismos autores.

El desarrollo de las facies oolíticas en la costa peninsular coincide con el highstand más antiguo del MIS 5.5 (Goy *et al.*, 1993). En las islas de Formentera e Ibiza el desarrollo de estas facies estaría favorecido por la existencia de una plataforma somera, aguas sobresaturadas en carbonatos y temperatura del agua superficial más alta que la actual, oleaje "constante" y clima árido. Condiciones de aridez durante el MIS 5.5 se han dado en Mallorca, según los datos aportados del estudio de los sobrecrecimientos en espeleotemas freáticos (Vesica *et al.*, 2000; Ginés *et al.*, 2001). Del análisis de las terrazas marinas de la misma isla se deduce que la parte más árida del interstadío 5.5 se corresponde con los dos highstands más antiguos (Zazo *et al.*, 2003). En el caso de las islas de Eivissa y Formentera, la falta de dataciones y una correlación directa con los depósitos marinos que contienen la fauna cálida nos impide precisar mejor la edad. Los datos estratigráficos, paleontológicos, petrográficos y de campo sugieren que los oolitos no se generaron durante el highstand más reciente del MIS 5.5, y que estos fueron depositados en forma de acumulaciones dunares durante una bajada del nivel del mar asociado al MIS 5.5 ó 5.4.

Agradecimientos: Proyectos CGL 2005-4655/BTE, CGL 2005-1336/BTE, IGCP.495. Com. Nac. INQUA

Referencias Bibliográficas

- Cuerda, J. (1984). A contribution to the knowledge of Pleistocene coastal profiles in the Pityusic Islands. *Publ. In Monographiae biologicae, 52 Biogeography of the Pityusic Islands*. The Hague-Boston-Lancaster, 105-118.
- Gässer, Z. (1998). Nota paleontológica sobre el jaciment quaternari marí d'Es Copinar (Formentera, Illes Pitiüses, Mediterrània occidental). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 41, 153-157.
- Ginés, J., Fornós, J.J., Ginés, A., Gràcia, F., Deliutala, C., Taddeucci, A., Tuccimei, P., & Vesica, P.L. (2001). Els espeleotemes freàtics de les coves litorals de Mallorca: canvis del nivell de la Mediterrània i paleoclima en el Pleistocè Superior. En: *El canvi climàtic: pasat, present i futur*. (Pons, G.X., y Guijarro, J.A., eds). *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 9, 33-52
- Goy, J.L., Zazo, C., Bardaji, T., Somoza, L., Causse, C. & Hillaire-Marcel, C. (1993). Eléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcia, Sud-est de l'Espagne. *Geodin. Acta*, 6, 103-119.
- Goy, J.L., Zazo, C., & Cuerda, J. (1997). Evolución de las áreas margino-litorales de la costa de Mallorca (I. Baleares) durante el último y presente Interglacial: Nivel del mar Holoceno y clima. *Bol. Geol. y Min.*, 108-4, 455-463.
- Hillaire-Marcel, C., Gariépy, C., Bassam, G., Goy, J.L., Zazo, C., & Cuerda, J. (1996). U-series measurements in Tyrrhenian deposits from Mallorca-Further evidence for two Last Interglacial high sea levels in Balearic Islands. *Quaternary Science Reviews*, 15, 53-62.
- Vesica, P.L., Tuccimei, P., Turi, B., Fornós, J.J., Ginés, A., & Ginés, J. (2000). Late Pleistocene Paleoclimates and sea-level change in the Mediterranean as inferred from stable isotope and U-series studies of overgrowths on speleothems, Mallorca, Spain. *Quaternary Science Reviews*, 19, 865-879.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardaji, T., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., González Delgado, J.A. & Soler, V. (2003). Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes. *Marine Geology*, 194, 103-133.



TIPOLOGÍA DE LOS MAARES DEL CAMPO DE CALATRAVA MEDIANTE CRITERIOS GEOMORFOLÓGICOS, GEOFÍSICOS Y SEDIMENTARIOS DE SUS REGISTROS LACUSTRES ASOCIADOS

A. Martín-Serrano (1), J. Vegas (2), A. García-Cortés (2), A. Granda (3), L. Galán (1), F.M. Rubio (1), J.L. García-Lobón (1), P.I. Ibarra (1), A. Pérez-González (4), S. Martín-Alfajeme (1) y J.L. Gallardo-Millán (5)

- (1) Instituto Geológico y Minero de España (IGME). La Calera 1, 28760 -Tres Cantos, Madrid. a.martinserrano@igme.es
 (2) Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas 23, 28003-Madrid.
 (3) International Geophysical Technology (IGT), Fuerteventura 4, 28700 - San Sebastián de los Reyes, Madrid.
 (4) Dpto. Geodinámica, Facultad CC Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. José Antonio Novais 2, 28040 - Madrid.
 (5) Dpto. Ingeniería Geológica y Minera, Universidad Castilla-La Mancha. Plaza Manuel Meca 1, 13400 - Almadén, Ciudad Real.

Abstract (Classification of the Campo de Calatrava Volcanic Field maars based on geomorphological, geophysical and sedimentary criteria of their associated lacustrine records). Geophysical and geomorphological techniques, were combined with field investigations and facies analysis in order to locate and accurately characterize maar volcanic structures of Campo de Calatrava Volcanic Field. Two kind of maar morphologies can be identified: (i) "Sierra Type maar" if the explosive volcanic processes affected the lower Ordovician slates and quartzites. (ii) "Llanura Type maar" if the explosive volcanic processes affected the Pliocene arcotic sandstones. These features favour a higher preservation of "Sierra type" than "Llanura Type" because the Pliocene sandstones are more susceptible to be eroded. In this second case, maars usually do not preserve the pyroclastic rim and only can be identified by their lacustrine deposits. Carbonatic fine-grained outcrops clearly reveal the bowl-like structure of this second type of maar lakes.

Palabras clave: Maar, geomorfología, geofísica, sedimentos lacustres.

Key words: Maar, geomorphology, geophysics, lacustrine sediments.

En las regiones volcánicas el estudio de los rasgos geomorfológicos ayudan a descifrar la evolución volcanológica y estructural. Sin embargo, cuando la tectónica y la erosión hacen irreconocibles las estructuras volcánicas, la combinación con estudios geofísicos y sedimentológicos ofrecen herramientas útiles para su reconocimiento.

La zona de estudio se localiza en la Región Volcánica Central de España, es decir del Campo de Calatrava, situado en la Comunidad de Castilla – La Mancha. Una de las manifestaciones volcánicas de la región son los cráteres de explosión originados mediante procesos eruptivos hidromagmáticos, denominados *maares*, que albergan la mayoría de las lagunas de la comarca. El término '*maar*' (además de definir un rasgo morfológico, comprende la estructura total y su formación) reúne la pared o anillo que rodea el cráter, los sedimentos que rellenan el cráter, la diatrema y el sistema de diques de alimentación (Büchel, 1993).

La identificación de estructuras volcánicas de tipo *maar* es importante no sólo para el estudio geológico regional, sino porque los sedimentos lacustres que albergan contienen archivos detallados de la historia climática de la región (Schulz *et al.*, 2005). Las evidencias de estas estructuras en la Región Volcánica del Campo de Calatrava se han obtenido mediante cartografía geológica y geomorfológica detalladas, estudios geofísicos (tomografía eléctrica), realización de sondeos en las cuencas lacustres de los *maares* y el estudio de las facies sedimentarias.

Las pseudo-secciones de resistividad aparente ofrecen una visión muy detallada de la arquitectura lacustre de los *maares* de esta comarca manchega (Granda *et al.*, 2000; Rubio *et al.*, 2006). Las zonas

de más baja resistividad corresponden con los sedimentos del periodo posterior a la erupción, como es la fase final denominada de laguna. La edad de estos registros sedimentarios oscila entre Plioceno superior-Pleistoceno-Holoceno. Las principales características de estas cuencas lacustres son su morfología en embudo o cuenco, valores bajos de resistividad eléctrica (sedimentos de grano fino y baja densidad). El registro sedimentario suele ser detrítico en la base (primeros estadios erosivos de las laderas interiores del *maar*), que evolucionan a medios carbonáticos (fundamentalmente dolomicritas laminadas y masivas) y arcillosos.

Hay dos tipos fundamentales de *maares*: (i) "*Maares* de tipo sierra" cuando los procesos hidrovulcánicos afectan a los metasedimentos del basamento varisco del Ordovícico inferior, dando lugar a cráteres de morfología irregular y laderas interiores con desniveles de más de 100 m. Las cuencas lacustres son de tipo embudo; (ii) "*Maares* de tipo llanura" cuando los procesos hidrovulcánicos ocurren en materiales terrígenos del Plioceno, originando cráteres de morfología circular rodeados de un anillo de piroclastos de unos pocos metros de desnivel. Las cuencas lacustres suelen tener una menor profundidad y una morfología de tipo cuenco.

Esta situación favorece una mayor preservación de los *maares* de tipo sierra, puesto que el encajante está formado por rocas más duras. En cambio, los de tipo llanura son más difíciles de identificar, ya que el encajante son los materiales friables del Plioceno, y, por tanto, muy susceptibles a la degradación erosiva. En este segundo caso, algunos de los *maares* no suelen preservar el anillo piroclástico y sólo es posible reconocerlos por el relleno

sedimentario preservado de sus cuencas interiores lacustres.

Mediante cartografía geológica y geomorfológica del Campo de Calatrava (Portero *et al.*, 1988; Martín-Serrano *et al.*, 2003), se han identificado varios afloramientos carbonáticos aislados, de origen lacustre y morfoestructura suavemente sinclinal de tipo cuenco, definida por un ligero resalte morfográfico de orden métrico. En la orla de terrígenos pliocenos que los circundan, es frecuente reconocer abundantes fragmentos de rocas piroclásticas y metamórficas. Tales hechos conllevan a interpretar todos esos elementos como pertenecientes a un mismo episodio freatomagmático y a su etapa posterior de laguna asociada.

A partir de su dibujo cartográfico, de su definición geomorfológica y de la disposición de la arquitectura de sus las facies lacustres, se alcanza la modelización de las estructuras originales de los *maares* de tipo llanura.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2004-06212/BTE "Variabilidad climática y ambiental en el centro de la Península Ibérica durante el Cuaternario. Estudio de alta resolución del registro lacustre del sondeo FU-1 (laguna de Fuentillejo, Ciudad Real)" y por

el proyecto interno del IGME "Estudio Paleoclimático del Maar de Fuentillejo" (CC 54.020).

Referencias bibliográficas

- Büchel, G. (1993). Maars of the Westeifel, Germany. En: J.F.K. Negendank & B. Zolitschka (Eds.), *Paleolimnology of European Maar Lakes*, Springer-Verlag, 1-13.
- Granda, A., Granda, T., Madrid, A., Granda, A.A., García-Baquero, F., Rodríguez, R & El Charef, E. (2000). *Informe técnico trabajos geofísicos en la laguna de Fuentillejo (Ciudad Real)*. Internacional Geophysics Technology (IGT). (IGME, Inédito).
- Martín-Serrano, A.; Monteserín, V. & Rey, C. (2003). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. 2ª Serie (MAGNA). Hoja núm. 811 (Moral de Calatrava). IGME.
- Portero, J. M.; Ramírez J. I.; Ancochea, E.; Gallardo, J. & Pérez-González, A. (1988). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. 2ª Serie (MAGNA). Hoja núm. 784 (Ciudad Real). IGME.
- Rubio, F.M., García-Lobón, J.L., Ibarra, P., González, A., Pelayo, A. & Llorente J.M. (2006). *Ensayo de tomografía eléctrica en la estructura circular del Caserío de Galiana (Ciudad Real)*. (Informe inédito del Área de Geofísica del Instituto Geológico y Minero de España)
- Schulz, R., Bunn, H., Gabriel, G., Pucher, R., Rolf, C., Wiederhold, H. & Wonik, T. (2005). Detailed investigation of preserved maar structures by combined geophysical surveys. *Bulletin of Volcanology*, 68(2), 95-106.



EL REGISTRO DE ALTA RESOLUCIÓN DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA Y AMBIENTAL DEL LAGO DE ENOL (PICOS DE EUROPA) DESDE LA ÚLTIMA DEGLACIACIÓN

A. Moreno (1,2), B. L. Valero-Garcés (1), P. González-Sampériz (1), M. Morellón (1), M. Rico (1), P. Mata (3), M. Jiménez-Sánchez (4) y H. Stoll (4)

- (1) Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Apdo. 202, 50080 Zaragoza. amoreno@ipe.csic.es; blas@ipe.csic.es; pgonzal@ipe.csic.es; mariomm@ipe.csic.es; mayterico@ipe.csic.es.
 (2) Limnological Research Center, University of Minnesota, 310 Pillsbury Drive SE, Minneapolis, MN 55455, EEUU. moren079@umn.edu
 (3) Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz. Polígono Río San Pedro s/n. 11510 Puerto Real, Cádiz. pilar.mata@uca.es
 (4) Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Arias de Velasco, s/n 33005 Oviedo. mjimenez@geol.uniovi.es; hstoll@geol.uniovi.es

Abstract (High resolution record of climate and environmental variability since last deglaciation from Enol lake sedimentary sequence). The identification and description of abrupt climate changes since last deglaciation in the northern Iberian Peninsula and the understanding of the potential forcing mechanisms requires the study of long, well-dated sequences that allow high-resolution reconstruction of past climate changes. We present here the first results from Lago de Enol sedimentary sequence in the Picos de Europa range covering the last 35,000 years. Sedimentological evidences, together with physical properties and XRF core scanner data, point to glacier re-advances during the LGM and the YD periods. Additionally, we confirm the early deglaciation timing for this region compared to other areas in northern Europe.

Palabras clave: última deglaciación, Picos de Europa, registros lacustres, espeleotemas
Key words: last deglaciation, Picos de Europa, lacustrine records, speleothems

El conocimiento de las variaciones climáticas del pasado reciente, especialmente en lo que se refiere a los cambios climáticos abruptos, ha sido objeto de un gran interés en los últimos años de la investigación paleoclimática en la Península Ibérica (Moreno *et al.*, 2005; González-Sampériz *et al.*, 2006). Sin embargo, a pesar del esfuerzo realizado, muchos aspectos permanecen sin resolver. Entre ellos, se encuentran la respuesta de los ecosistemas terrestres a las fluctuaciones climáticas de humedad y temperatura durante la última deglaciación y el Holoceno. Aunque se sabe por estudios previos que el norte peninsular respondió a los cambios climáticos rápidos del Atlántico Norte durante los últimos 25.000 años (Naughton *et al.*, 2007) todavía no se conoce qué mecanismos climáticos actuaron para transferir la señal, cómo de rápida fue la respuesta de los ecosistemas, o si hubo o no sincronía entre el sistema terrestre y el oceánico. Asimismo, el momento en el que comenzó la última retirada glacial en las montañas del norte de la Península Ibérica y su relación temporal con otras montañas del norte de Europa, está todavía en debate (Jiménez-Sánchez y Farias, 2002; García-Ruiz *et al.*, 2003).

Para investigar estos aspectos y poder reconstruir el pasado climático del norte de la Península Ibérica durante los últimos 30.000 años se necesitan registros bien datados y de alta resolución de zonas sensibles a las variaciones climáticas. Presentamos aquí los primeros resultados del estudio multidisciplinar de la secuencia sedimentaria del Lago de Enol en los Picos de Europa (Fig.1). Nuestros objetivos son: (1) describir la secuencia de los cambios climáticos que ocurrieron desde el último máximo glacial en las montañas de los Picos de

Europa; (2) identificar y describir la estructura de las oscilaciones climáticas abruptas registradas y (3) comprobar las hipótesis relativas a los mecanismos causantes de las variaciones hidrológicas desde la última deglaciación.

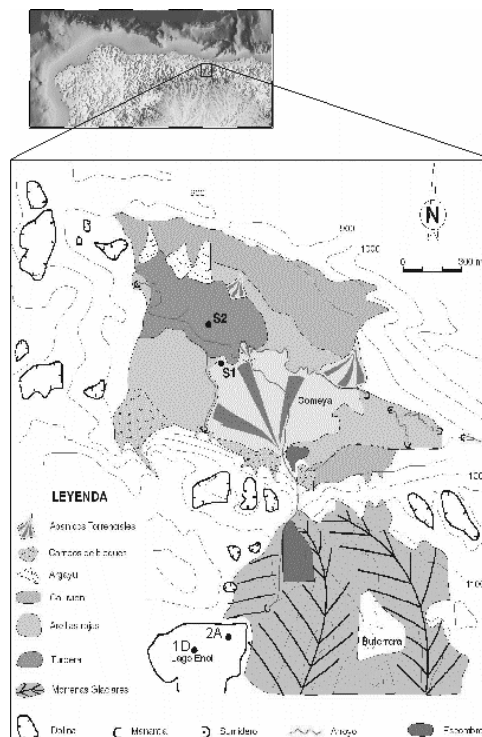


Fig.1. Mapa geomorfológico con la localización del Lago de Enol en los Picos de Europa (Farias *et al.*, 1996).

Los análisis de alta resolución llevados a cabo incluyen la descripción sedimentológica, las propiedades físicas del sedimento, el contenido en carbono orgánico y en carbonato, la mineralogía y la composición geoquímica analizada por medio de un escáner de fluorescencia de rayos-x (Fig.2). Aunque todavía preliminar, el modelo de edad cuenta con 11 dataciones de ^{14}C AMS. Otras técnicas, como la abundancia y distribución de diatomeas, quironómidos y ostrácodos, el contenido polínico o los isótopos estables en carbonatos, están actualmente en progreso.

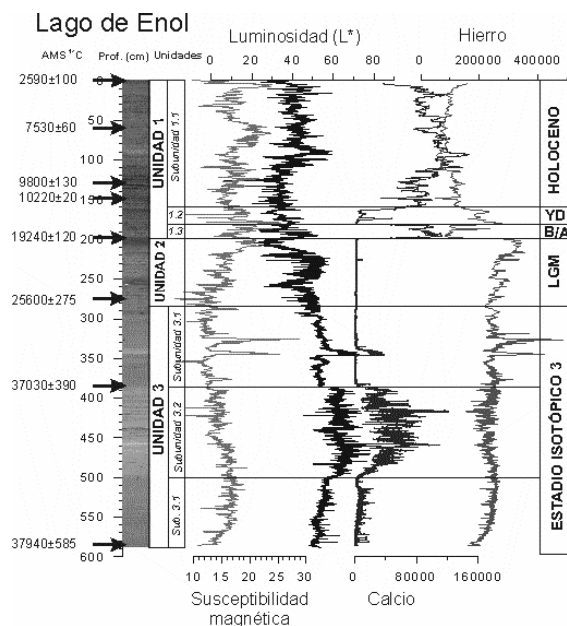


Fig.2. Principales datos de la secuencia sedimentaria del Lago de Enol (sondeo ENO4-1D).

El Lago de Enol se encuentra localizado en la vertiente norte del Macizo Occidental de los Picos de Europa. Es un lago proglacial cerrado por la morrena frontal de un glaciar que vendría del sureste y tendría su máxima extensión hace unos 40,000 años (Jiménez-Sánchez y Fariás, 2002; Marquínez y Agradados, 2000). En Abril del 2004, se hicieron seis sondeos, cinco sondeos centrales en el Lago de Enol y uno cercano a la morrena con un sistema *kullernberg* del Limnological Research Center de la Universidad de Minnesota (EEUU). En la Fig.2 se presenta una imagen del sondeo seleccionado para su estudio (ENO4-1D) de 6 m de largo junto a las fechas preliminares, la susceptibilidad magnética, el análisis del color del sedimento (Luminosidad), y los elementos más significativos (Ca y Fe). Los principales eventos climáticos están indicados en la figura. Estos resultados muestran claramente la presencia de tres unidades sedimentarias. La unidad superior, que correspondería con el Holoceno y la deglaciación, se divide en tres subunidades en función, principalmente, de su contenido en Ca. Los sedimentos de edad Holocena son ricos en carbonato y hay varias capas con alto contenido en materia orgánica terrestre. Las subunidades 1b y 1c se han interpretado como el Younger Dryas (YD) y Bølling/Allerød (B/A), respectivamente. La unidad intermedia está formada por arcillas grises, ligeramente laminadas, sin nada de calcio,

depositadas durante el último máximo glacial global (LGM: 18-22 ka). La unidad inferior es laminada y, a pesar del mayor rango de error de las dataciones en este intervalo temporal, corresponde con el estadio isotópico 3.

La interpretación de estos resultados preliminares apoya anteriores evidencias de una deglaciación temprana en la Cordillera Cantábrica (Jiménez-Sánchez y Fariás-Arquer, 2002). Así, el hecho de que la sedimentación en el Lago de Enol comience hace unos 35.000 años indica que los procesos relacionados con la deglaciación ocurrieron en esta zona mucho antes que en el norte de Europa. Por otro lado, los cambios sedimentológicos observados desde hace 20-000 años apuntan a una rápida y eficiente transferencia de la señal climática desde el Atlántico norte hasta las latitudes medias. Del mismo modo que en otros lagos glaciares de los Alpes, la ausencia de material carbonatado tanto en el YD como en el LGM y la presencia de varvas, parece sugerir que el Lago de Enol estaba helado durante gran parte del año y que el frente del glaciar se encontraba muy próximo. La existencia de avances glaciares durante esos dos intervalos será evaluada con un detallado estudio geomorfológico.

Agradecimientos: Este estudio está financiado por los proyectos de la CICYT LIMNOCLIBER (REN2003-09130-C02-02/CLI) y CALIBRE (CGL2006-13327-C04/CLI), por la Acción Complementaria IBERLIMNO (CGL2004-20236-E) y por el proyecto "Evolución climática y ambiental del Parque Nacional de Picos de Europa desde el último máximo glacial" (ref: 53/2006, Red de Parques Nacionales). A. Moreno agradece la financiación de la Comunidad Europea a través de una beca OIF Marie Curie (MOIF-CT-2006-021673).

Referencias bibliográficas

- García-Ruiz, J. M., Valero-Garcés, B. L., Martí-Bono, C. & González-Sampériz, P. (2003). Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18, 61-72.
- 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. (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, 66, 38-52.
- Jiménez Sánchez, M. & Fariás-Arquer, P. (2002). New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15, 93-101.
- Fariás, P., Jiménez Sánchez, M. & Marquínez, J. (1996). Nuevos datos sobre la estratigrafía del relleno cuaternario de la depresión de Comella (Picos de Europa, Asturias). *Geogaceta*, 20 (5), 1116-1119.
- Marquínez, J. & Agradados, L. (2000). Geología y relieve de los Picos de Europa. *Naturalia Cantabricae*, 1, 3-19.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J. O., Sánchez-Gofí, M. F., Shackleton, N. J. & Sierro, F. J. (2005). Links between marine and atmospheric processes oscillating at millennial time-scale. A multi-proxy study of the last 50,000 yr from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). *Quaternary Science Reviews*, 24, 1623-1636.
- Naughton, F., Sánchez-Gofí, M. F., Desprat, S., Turon, J. L., Duprat, J., Malaize, B., Joli, C., Cortijo, E., Drago, T., & Freitas, M. C. (2007). Present-day and past (last 25000 years) marine pollen signal off western Iberia. *Marine Micropaleontology*, 62, 91-114.



RECONSTRUCCIÓN DEL CLIMA DE ALTA MONTAÑA DEL NORTE DE PALENCIA DURANTE LOS ÚLTIMOS 6000 AÑOS A PARTIR DE ESPELEOTEMAS DE LA CUEVA DEL COBRE

M. B. Muñoz- García (1), J. Martín-Chivelet (1), C. Rossi (2), D. C. Ford (3), y H. P. Schwarcz (3)

(1) Dpto. Estratigrafía, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 - Madrid

(2) Dpto. Petrología y Geoquímica, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 - Madrid

(3) School of Geography and Geology, McMaster University, Hamilton, Ontario, L8S 4M1, Canadá

Abstract (Reconstruction of high mountain climate in Northern Palencia during the last 6000 years based on speleothems from Cobre Cave): A contribution to the description of high mountain climate in the Iberian Peninsula since the Holocene Climatic Optimum is presented in this interdisciplinary study (isotopic, petrographic, and microstratigraphic mainly) of four speleothems from Cueva del Cobre, a cave located in the Cantabrian Mountains (Northern Spain). The speleothems were collected more than a kilometer away from the entrance and ~100 m below the local land surface, which corresponds to a till-covered Pleistocene glacial valley at ~1800 m above the sea level. The climatic interpretation is based on 13 U-Th dates (TIMS and ICPMS), 302 stable isotopes analyses (oxygen and carbon) and the petrographic study of 92 thin sections. The $\delta^{18}\text{O}$ record allows to compare the present real temperature inside the cave with the ancient estimated temperature while the integration of the different proxies allows to obtain a general description of the environmental conditions inside the cave and of the exterior climate as well.

Palabras clave: Espeleotemas, clima, norte de España, Holoceno

Key words: Speleothems, climate, Northern Spain, Holocene

Este trabajo presenta una contribución a la reconstrucción del clima de la Península Ibérica desde finales del Óptimo Climático Holoceno hasta la actualidad a partir del estudio interdisciplinar (isotópico, petrográfico y microestratigráfico principalmente) de cuatro espeleotemas procedentes de la Cueva del Cobre. Los espeleotemas son un excelente material para este tipo de estudios debido a su alta resolución temporal y a la posibilidad de datarlos de manera absoluta hasta ~ 600 ka BP. A estas dos características se añade la ventaja de la enorme inercia térmica de las cuevas, que en condiciones favorables, iguala la temperatura interior con la temperatura media anual en el exterior. Todas estas características permiten obtener unos registros paleoclimáticos de muy alta calidad y de diferentes edades a partir de los espeleotemas de una sola cueva.

La Cueva del Cobre está situada en la cara sur de la Sierra de Peña Labra, en la parte más oriental de la Cordillera Cantábrica, entre ~1.600 y 1800 m.s.n.m. La cueva forma parte en la actualidad de un espacio protegido, entre otros motivos, por presentar una mezcla natural de vegetación de influencias atlántica y mediterránea. Por lo tanto, esta zona podría haber sido especialmente sensible a los cambios climáticos en el pasado.

Las cuatro estalagmitas estudiadas se han recogido a más de un kilómetro de la única entrada conocida de la cueva, en distintos niveles de una zona relativamente aislada y sin corrientes de agua o aire. Esta zona está situada en la actualidad ~100 m por debajo de la superficie, que en este punto corresponde a un valle glaciar cubierto por morrenas pleistocenas (~1.800 m.s.n.m.). La cueva se encuentra a ~60 km del Mar Cantábrico, pero está relativamente aislada de la influencia marina por la cordillera. Por este motivo, la temperatura media

anual (extrapolada a partir de estaciones meteorológicas cercanas) de la zona de estudio varía entre ~6,0°C a 1.600 m.s.n.m. y 4,7°C en el valle glaciar sobre la cueva. La precipitación media anual estimada es al menos de 1.600 mm.

La interpretación paleoclimática obtenida en este estudio se basa en 13 dataciones de U-Th (TIMS e ICPMS), 302 análisis isotópicos de oxígeno y carbono, y en el estudio de 92 láminas delgadas de cuatro estalagmitas holocenas. Las variaciones relativas de paleotemperatura se han deducido del registro de $\delta^{18}\text{O}$ (con resolución temporal variable, entre 15 y 180 años) y las características de humedad a partir de la tasa media de crecimiento de los espeleotemas como indicador del exceso de agua. Se han descrito otras características climáticas complementarias, como la estacionalidad y la variabilidad interanual, a partir de las variaciones texturales del registro petrográfico.

Los registros isotópicos de oxígeno indican que la temperatura real actual es más alta que todas las temperaturas probables estimadas para el interior de la cueva durante los últimos 6.000 años, aunque es aún algo menor que la estimada a partir de otros espeleotemas de esta misma cueva para el Óptimo Eemiense.

Por otro lado, la integración de los registros de los distintos indicadores ha permitido obtener una semblanza general de las condiciones ambientales presentes en el interior de la cueva en cada momento y, por extrapolación, también del clima exterior (Fig.1).

Por ejemplo, permiten definir el periodo comprendido entre ~2.550 y 2.100 BP con el más benigno de los últimos 6.000 años. El clima en esta época se caracterizó por una gran estabilidad, mínima

variabilidad interanual, elevadas precipitaciones y temperaturas relativamente altas.

De la misma manera, los distintos indicadores paleoclimáticos y su comparación con las reconstrucciones publicadas por otros autores (por ejemplo, Frumkin *et al.*, 1991; Dorale *et al.*, 1992; Harrison y Digerfeldt, 1993; McDermott, 2004) indican que el inicio del crecimiento de los espeleotemas estudiados pudo estar relacionado con un posible cambio en el patrón global de precipitaciones alrededor de 6.200 BP. El clima registrado en los dos milenios siguientes es muy estable, con muy poca variabilidad interanual y con una suave tendencia al enfriamiento paulatino hasta ~4.500 BP. A partir de ese momento, una posible reorganización climática general genera una subida de temperaturas hasta nuestros días.

La variabilidad interanual en la zona de estudio comienza a ser relevante a partir de ~3.800 BP, coincidiendo con un aumento de las precipitaciones y el inicio de la estacionalidad típica de la zona en la actualidad.

Por último, las condiciones ambientales en el interior de la cueva, las tasas de crecimiento de las estalagmitas y la estabilidad de los goteos son ya prácticamente iguales a las actuales a partir de ~2.100 BP.

Agradecimientos: Este trabajo es una contribución a los proyectos "PAREK"- REN2001-1409, (2002-2004) y CLISP - CGL2004-01866 (MEC).

Referencias bibliográficas

- Dorale, J. A., González, L. A., Reagan, M. K., Pickett, D. A., Murrell, M. T. & Baker, R. G. (1992). A high-resolution record of Holocene climate change in speleothem calcite from Cold Water Cave, Northeast Iowa. *Science*, 258, 1626-1630.
- Frumkin, A., Magaritz, M., Carmi, I. & Zak, I. (1991). The Holocene climatic record of the salt caves of Mount Sedom, Israel. *The Holocene*, 1, 191-200.
- Harrison, S. P. & Digerfeldt, G. (1993). European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Quaternary Science Reviews*, 12, 233-248.
- McDermott, F. (2004). Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews*, 23, 901-918.

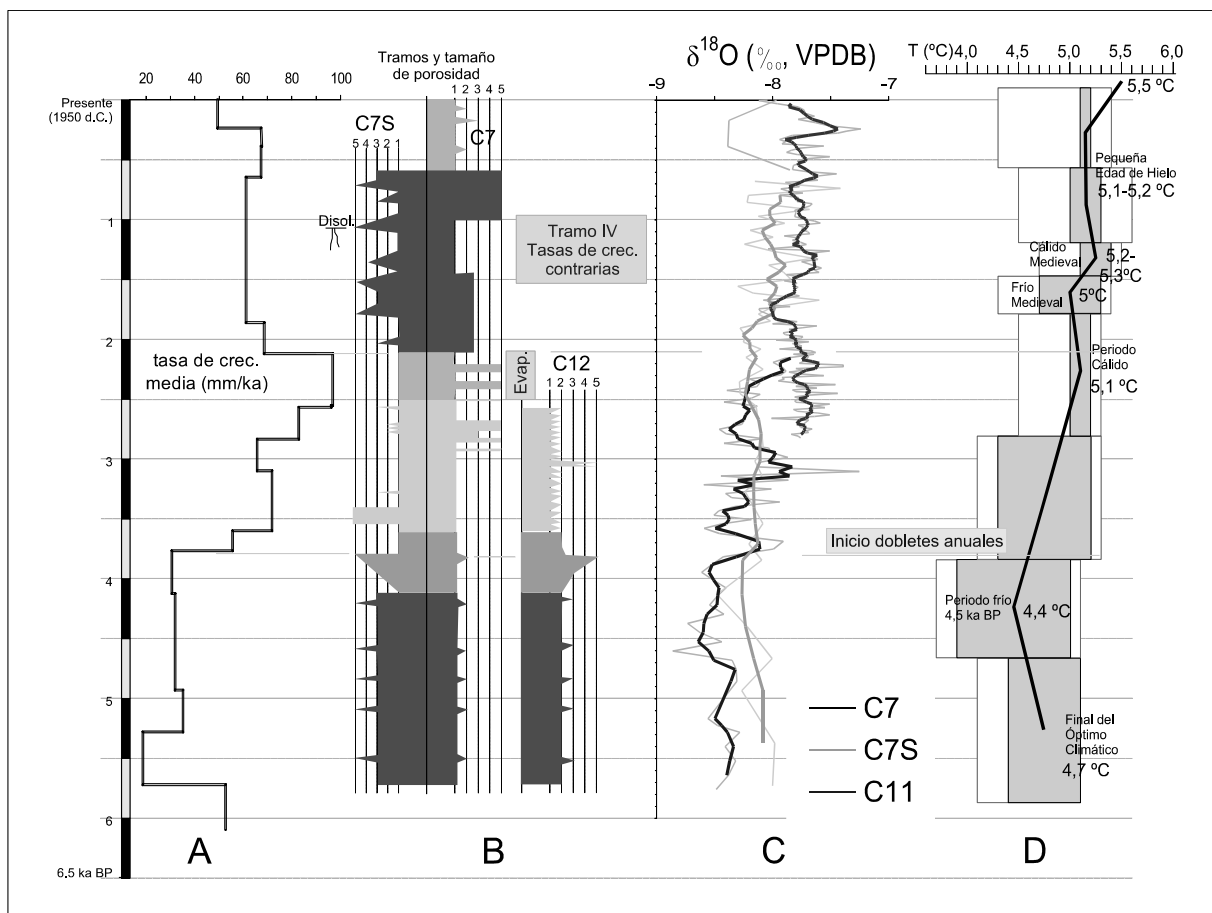


Fig.1. Resumen de los registros paleoclimáticos holocenos obtenidos en este estudio. Las líneas azules horizontales correlacionan cambios aproximadamente sincrónicos en más de un indicador. A) Tasa media de crecimiento, en mm/ka. B) Tramos verticales de las estalagmitas definidos en función de su aspecto microscópico y tamaño de las inclusiones fluidas presentes en la calcita (1 a 5, de menor a mayor tamaño de inclusiones). C) Registro isotópico de oxígeno. D) Estimaciones de paleotemperaturas absolutas obtenidas a partir de los registros isotópicos de oxígeno. Los rectángulos señalan los rangos de variación de la temperatura con menor o mayor probabilidad para cada intervalo de tiempo.



CAMBIOS EN LA ASOCIACIÓN DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS EN EL MAR DE ALBORÁN DURANTE LOS ÚLTIMOS 130 Ka

R. Pérez-Martín (1), I. Reguera (1), F.J. Sierro (1) y J.A. Flores (1)

(1) Área de Paleontología. Dpto de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced s/n. 37008 - Salamanca. rubenpm@usal.es

Abstract (Changes in the Benthic Foraminifera association in Alboran Sea during last 130 ka): A benthic foraminifera study has been carried on 2 cores taken in Alboran Sea. The present study has found the existence of two kinds of climatic induced variability in the cores. On the one hand, microhabitat relationship has shown the existence of glacial/interglacial variability. On the other hand high resolution factorial analysis has proved the existence of Dansgaard-Oeschger climatic cycles.

Palabras clave: Foraminíferos bentónicos, circulación profunda, Mediterráneo Occidental.

Key words: Benthic foraminifera, deep circulation, Western Mediterranean.

El Mar de Alborán es la cuenca mediterránea más occidental, por la cual en superficie entra el agua del Atlántico y en profundidad corresponde a la puerta de salida de las aguas profundas.

La formación de aguas profundas en el Mediterráneo Occidental se produce en el Golfo de León. Durante períodos fríos prolongados se intensifica la acción de los vientos, aumentando la densidad de las aguas superficiales e intensificándose la producción de aguas profundas y la ventilación en el fondo de la cuenca. Durante períodos cálidos los vientos se debilitan, disminuyendo la producción de aguas profundas, pudiendo llegar a paralizarse el aporte de oxígeno hacia el fondo de la cuenca (Cacho, 2000).

En el Mar Mediterráneo los dos principales factores que afectan en profundidad a la asociación de foraminíferos bentónicos son la oxigenación y la disponibilidad de materia orgánica, condicionada por la productividad superficial y la oxidación en el fondo.

En el presente estudio se han empleado 2 testigos obtenidos en profundidad en el Mar de Alborán. El testigo MD95-2043 en el cual se han estudiado 171 muestras con una edad hasta 52 ka y una media de 322,5 años por muestra. En el testigo ODP977 se han estudiado 152 muestras de edades comprendidas entre 54 ka y 130 ka, con una edad media de 506 años por muestra. Para el estudio se ha procedido al recuento de todos los foraminíferos bentónicos mayores de 150 μm presentes en cada muestra, contabilizando al menos 121 especies diferentes y encontrando importantes variaciones en la abundancia desde 0,13 indiv/g hasta 90,14 indiv/g.

Se ha realizado un estudio de la relación de microhábitat (epifaunales/infraunales+epifaunales), (Corliss, 1991). siendo alta los Estadios Isotópicos Marinos (MIS) 2 y MIS 4, y baja en los MIS 1, MIS 3 y MIS 5.

Además debido al gran volumen de datos producido se ha procedido al empleo de técnicas estadísticas de análisis multivariante. En este estudio se presentan los datos obtenidos a partir del análisis

factorial de la asociación mediante el software CABFAC aplicado a las especies más significativas.

De las posibles soluciones del análisis factorial se ha elegido como la más satisfactoria la de 6 factores, que explica el 84,845% de la muestra.

El Factor F1 (39,152% de la varianza) está dominado por *Globobulimina* spp, y se encuentra relacionado con medios con abundante materia orgánica y baja oxigenación, pudiendo llegar casi a la anoxia Es predominante en el MIS 1, entre los 8 ka y 14 ka; y durante los interestadiales del MIS 3 y MIS 5. Este factor está relacionado con una disminución de la intensidad en la ventilación y en la descomposición de la materia orgánica.

El Factor F2 (21,136% de la varianza) está representado por *Cibicides pachyderma*, y se relaciona con medios estables con bajo flujo de carbono orgánico y contenido alto en O_2 . Se desarrolla durante los glaciales MIS 2 y MIS 4 y durante los estadales del MIS 3. Se relaciona fundamentalmente con un aumento de la ventilación en el fondo durante los períodos fríos.

El Factor F3 (12,864% de la varianza) tiene como especie más importante *Gyroidina soldanii*. Se desarrolla durante el Holoceno y en los estadales del MIS 5, coincidiendo con los mínimos en F1. Esta especie es un oportunista asociado a aumentos repentinos en la ventilación del fondo de la cuenca durante períodos de alto flujo de carbono orgánico.

Los restantes tres factores son factores menores. El Factor F4 (3,867% de la varianza) está controlado por *Chilostomella oolina*. Es una especie ligada a medios con alto contenido en materia orgánica y baja oxigenación, que se desarrolla durante los interestadiales y períodos de anoxia prolongada. En el Factor F5 (4,359%) la especie más representativa es *Gyroidina altiformis* y se desarrolla durante los mismos períodos y condiciones que F3. Por último, en el Factor F6 (3,457% de la varianza) la especie que predomina es *Cassidulina laevigata*. Esta especie oportunista se desarrolla en medios con flujos repentinos de materia orgánica como los

sucedidos durante los eventos Heinrich y en algunas transiciones estadal/interstadial.

Mediante este estudio se ha comprobado que existen 2 tipos de variabilidad (Reguera, 2004). Por un lado existe variabilidad glacial/interglacial. Esta variabilidad se aprecia en el estudio de la relación entre especies epifaunales y especies infaunales. Durante los estadios glaciales (MIS 2 y 4) se desarrolla un predominio de especies con microhábitat epifaunal, relacionadas generalmente con el incremento de la producción de aguas profundas y de la ventilación en el fondo de la cuenca, mientras que durante los estadios cálidos (MIS 1, 3 y 5) predominan las especies de microhábitat infaunal, relacionadas con un bloqueo en la generación de aguas profundas.

Asimismo la alta resolución del estudio nos permite además distinguir, dentro de los ciclos glacial/interglacial, ciclicidad de variabilidad milenaria de tipo Dansgaard-Oeschger (Dansgaard *et al*, 1990). Estos ciclos están formados por dos fases: (1) Una fase de calentamiento rápido y repentino, de escala decenal, denominados interestadiales. (2) Y otra fase caracterizada por un enfriamiento lento y paulatino, de escala milenial.

Durante los interestadiales cálidos se produce un dominio de las especies de los Factores F1 y F4. Por otra parte, en los estadiales de los MIS 1 y 5 se desarrollan F3 y F5, mientras que en estadiales de los MIS 2, 3 y 4 hay un dominio de F2.

A la luz de estos datos se puede concluir que la asociación bentónica en el Mar de Alborán durante los últimos 130 ka ha estado fuertemente controlada por ciclos de variabilidad climática.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado gracias a los proyectos REN 2003-08642-CO2/CLI, CGL 2005-00642/BTE y SA008C05. Los autores desean también mostrar su agradecimiento al programa IODP por suministrar las muestras.

Referencias bibliográficas

- Cacho, I. (2000). *Respuesta del Mediterráneo Occidental a los cambios climáticos rápidos de los últimos 50.000 años*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, Barcelona (España), 147 pp.
- Corliss, B.H. (1991). Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 17, 195-236
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J. & Bond, G., (1993). Evidence for general instability of past-climate from a 150-ka ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- Reguera García, M.I. (2004). *Respuesta del Mediterráneo Occidental a los cambios climáticos bruscos ocurridos durante el último ciclo glacial: Estudio de las asociaciones de foraminíferos*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, Salamanca (España), 231 pp.



EL REGISTRO SEDIMENTARIO DEL LAGO DE SANABRIA DESDE LA ÚLTIMA DEGLACIACIÓN

M. Rico (1), B. Valero Garcés (1), J.C. Vega (2), A. Moreno (1,3), P. González-Sampériz (1), M. Morellón (1) y P. Mata (4)

- (1) Instituto Pirenaico de Ecología – CSIC, Apdo. 202, 50080 - Zaragoza. mayterico@ipe.csic.es; blas@ipe.csic.es; amoreno@ipe.csic.es; pgonzal@ipe.csic.es; mariomm@ipe.csic.es;
 (2) Laboratorio Limnología Lago Sanabria, Puebla de Sanabria, Zamora. josecvega@telefonica.net
 (3) Limnological Research Center, University of Minnesota, 310 Pillsbury Drive SE, Minneapolis, MN 55455 -USA. moren079@umn.edu
 (4) Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales. Universidad de Cádiz. Polígono Río San Pedro s/n. 11510 - Puerto Real, Cádiz. pilar.mata@uca.es

Abstract (The sedimentary record of Sanabria Lake since the last deglaciation): The sedimentary evolution of Sanabria Lake (Zamora province, NW Spain) is reconstructed based on 4 kullenberg cores and 3 short cores. The longest core (9 m long) in the deepest (51 m) eastern subbasin reached the laminated and banded clastic proglacial lacustrine sediments deposited when the watershed was still glaciated. Basal ^{14}C AMS dating (ca. 26 ka BP) indicates that the terminal moraine complex deposited prior to the global LGM. A high resolution study including magnetic susceptibility and XRF core-scanner geochemistry show millennial and century scale cycles in Lateglacial and Holocene organic-rich sediments. Calibration studies including 20 year long series of limnological data, short sediment cores, meteorological and land-use changes data are in progress.

Palabras clave: última deglaciación, Holoceno, registros lacustres, Península Ibérica

Key words: last deglaciation, Holocene, lacustrine records, Iberian Peninsula

El lago de Sanabria está situado al noroeste de la Península Ibérica (42°07'30" N, 06°43'00" O), en la provincia de Zamora, a 1050 m sobre el nivel del mar. Es el lago de origen glacial más grande de la Península Ibérica (368ha), cerrado por un complejo morrénico terminal. El lago presenta una morfología elongada en dirección E-O con dos subcuencas (46 m de profundidad la Oeste, 51 m la Este) separadas por un umbral. El río Tera constituye la principal entrada y salida de agua y sedimentos al lago.

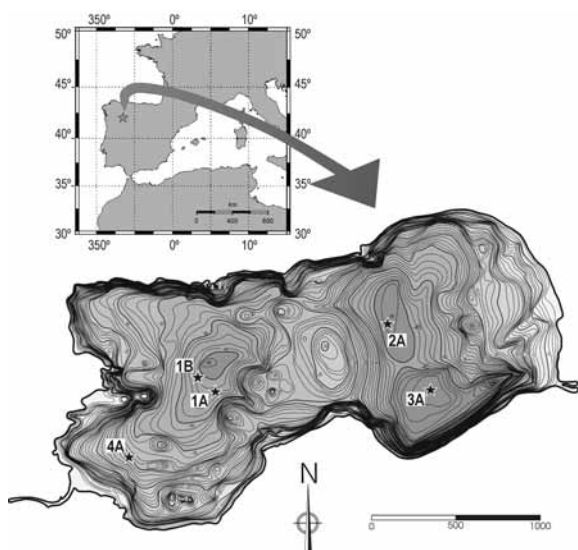


Fig.1. Localización y batimetría del lago de Sanabria. Se indica la ubicación de los diferentes sondeos realizadas durante la campaña del año 2004. (modificada de Vega et al, 2005)

La cuenca de drenaje (119,8 km²) ocupa las Sierra de Cabrera y Segundera y comprende los cursos de los ríos Segundera, Cárdena y Tera. Las rocas que forman esta cuenca son fundamentalmente granitos,

cuarcitas y gneisses, puntualmente cubiertas por depósitos cuaternarios. La litología dominante en la cuenca de drenaje y su carácter hidrológicamente abierto (tiempo residencia del agua, 9 meses) determina que sus aguas sea pobres en sales (entre 7,5 y 13 mg/l) y en ausencia de contaminación es, por tanto, un lago oligotrófico y monomítico. La mayor densidad de fitoplancton se produce durante el verano, observándose valores más altos de los que cabría esperar en un lago oligotrófico y que está causado por la presencia de colonias de cianofíceas, a las que siguen en importancia las clorofíceas, crisofíceas y criptofíceas. Las diatomeas son mucho menos numerosas y están representadas fundamentalmente por dos géneros *Melosira distans* y *Cyclotella glomerata*, siendo más abundante la primera. El contenido en zooplancton es muy bajo y está representado fundamentalmente por crustáceos, copépodos y cladóceros.

En mayo de 2004 se tomaron 5 sondeos largos, dos en la subcuenca Oeste, dos en la subcuenca Este y uno más en las proximidades de la desembocadura del río Tera (Fig.1) con un sistema sondeador tipo *kullenberg* del Limnological Research Center de la Universidad de Minnesota (EEUU). En los sedimentos que forman la subcuenca Oeste están presentes facies deltaicas asociadas a la entrada del río Tera y facies lacustres. En la subcuenca Este, las facies lacustres son bandeadas y laminadas y formadas por sedimentos siliciclásticos finos y materia orgánica (Luque y Julià, 2002). El sondeo SAN04-1A-1K (1A en la Fig.1), tomado en la subcuenca Oeste tiene 6 m de potencia y comprende el Holoceno superior (edad para la base, cal. 5160 ± 100 yr BP, 2 sigma). El registro más largo, SAN04-3A-1K (3A en la Fig.1), con 9 m de longitud, fue tomado de la parte más profunda de la subcuenca Este.

Se realizaron descripciones sedimentológicas y estudio de propiedades físicas del sedimento de todos los sondeos y, posteriormente, se seleccionó el sondeo más largo (SAN04-3A-1K) para su estudio más detallado. Los análisis de alta resolución incluyen parámetros físicos realizados con un GEOTEK en el Limnological Research Center (U. Minnesota), a escala de 1 cm y 2 mm y la composición química obtenida por medio de un escáner de fluorescencia de rayos-X (Large Lake Observatory, U. Minnesota, Duluth). En la Fig.2 se muestra una imagen del sondeo SAN04-3A-1K junto con los resultados obtenidos para algunos de los análisis realizados: susceptibilidad magnética, velocidad de las ondas P (p-wave velocity) y algunos de los elementos más significativos (Ca, S y Fe). La datación con ^{14}C AMS da una edad para la base del sondeo de 21.460 ± 140 BP (25.920 ± 220 cal BP, 2 sigma). La edad del complejo morrénico terminal que formó el lago es anterior al último máximo glacial global (LGM en torno a los 20 ka). La unidad basal (Unidad 7) formada por sedimentos bandeados y laminados se interpreta como sedimentación predominantemente clástica en un lago proglacial alimentado por aguas de deshielo del glaciar cercano. El tránsito a la unidad 6 marca la retirada definitiva del glaciar y el comienzo de la sedimentación lacustre con alternancia de facies orgánicas y detríticas que domina durante el Tardiglacial y el Holoceno. Luque (2003) determinó la presencia en estos sedimentos Holocénicos de ciclos de 1.500 años para los últimos 6.000 años similares a los ciclos de Bond. Los datos sedimentológicos y geoquímicos preliminares (Fig.2) sugieren la existencia de diversos ciclos a escala de siglos y milenios durante todo el Holoceno.

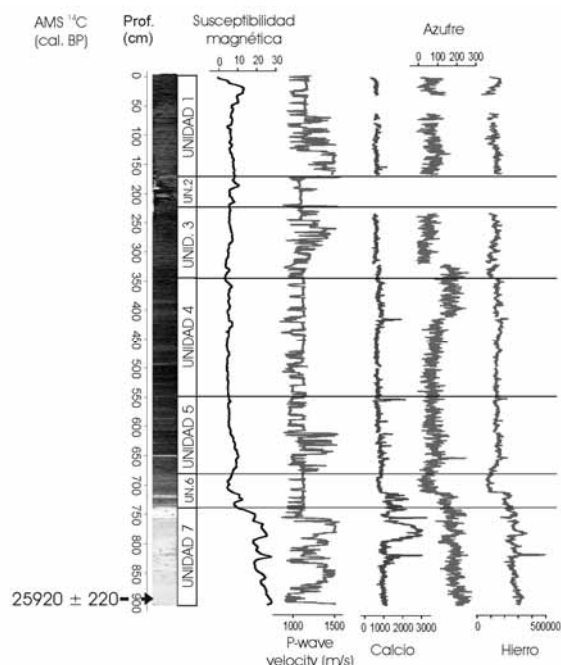


Fig.2. Datos principales de la secuencia sedimentaria del sondeo SAN04-3A-1K (3A en la Fig.1) del Lago de Sanabria.

La respuesta de los sedimentos lacustres a la actividad humana y al cambio climático durante los últimos 1.000 años ha sido descrita en Luque y Julià

(2002) y Julià y Luque (2006). Los estudios de campo llevados a cabo por De Hoyos (1996) indican una estrecha relación entre el régimen de precipitaciones en la región y el sistema léntico. Todos los estudios llevados a cabo en el lago de Sanabria, tanto limnológicos como sedimentológicos, apuntan a una fuerte influencia de las oscilaciones del Atlántico Norte (NAO) sobre la evolución del lago y, por tanto, del alto potencial de sus sedimentos como registro de los cambios climáticos ocurridos en el noroeste de la Península Ibérica. Durante la campaña de mayo de 2004 se tomaron también 3 sondeos cortos en los que está preservada la interfase sedimento-agua y que fueron muestreados en el campo para su datación radiométrica mediante Pb-210 y Cs-137. Estas dataciones, junto con la identificación del nivel de sedimentos correspondientes al evento catastrófico de la rotura de la presa del Tera en 1959, permiten establecer un marco cronoestratigráfico para el registro sedimentario más reciente. El Laboratorio de Limnología del Lago de Sanabria ha monitorizado algunas variables limnológicas y biológicas (temperatura del agua, conductividad, pH, transparencia, contenido en oxígeno disuelto, fosfatos, sílice, compuestos del nitrógeno, clorofila a, contenido en fitoplancton y zooplancton) en el lago durante los últimos 20 años a escala mensual. La comparación de estos registros con las series de datos instrumentales (meteorológicos y de caudales), históricos (incendios, sequías, crecidas) y los diferentes parámetros limnológicos tomados mensualmente a lo largo de los últimos 20 años permitirá calibrar los indicadores biológicos, geoquímicos y sedimentológicos obtenidos a partir del estudio de los sedimentos de sondeos cortos, con la respuesta del sistema lacustre a los cambios climáticos y de usos del suelo en las últimas décadas. Los sondeos largos disponibles de Sanabria proporcionan una oportunidad única para evaluar hipótesis previas (ciclos de Bond, impacto de la NAO en la precipitación) y descifrar la secuencia de los eventos climáticos de los últimos milenios.

Agradecimientos: Este estudio está financiado por los proyectos de la CICYT LIMNOCLIBER (REN2003-09130-C02-02/CLI) y CALIBRE (CGL2006-13327-C04/CLI) y por la Acción Complementaria IBERLIMNO (CGL2004-20236-E).

Referencias bibliográficas

- De Hoyos, C. (1996). *Limnología del lago de Sanabria: variabilidad interanual del fitoplancton*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, Salamanca (España), 438 pp.
- Julià, R. & Luque, J.A. (2006). Climatic changes vs. catastrophic events in lacustrine systems: A geochemical approach. *Quaternary International*, 158, 162-171.
- Luque Marín, J.A. (2003). *El Lago de Sanabria: un sensor de las oscilaciones climáticas del Atlántico Norte durante los últimos 6.000 años*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, Barcelona (España), 384 pp.
- Luque, J.A. & Julià, R. (2002). Lake sediment response to land-use and climate change during the last 1000 years in the Oligotrophic Lake Sanabria (northwest of Iberian Peninsula). *Sedimentary Geology*, 148, 343-355.
- Vega, J.C., De Hoyos, C., Aldasoro, J.J., De Miguel, J. & Fraile, H. (2005). Nuevos datos morfométricos para el Lago de Sanabria. *Limnética*, 24 (1-2), 115-12.



THE CATALAN BAY CLIFF-FRONT DUNE, GIBRALTAR: A LATE PLEISTOCENE PALAEOCLIMATIC RECORD IN THE WESTERN MEDITERRANEAN

J. Rodríguez-Vidal (1), L.M. Cáceres (1), M. Abad (1), F. Ruiz (1), R. Nathan (2), J.L. Schwenninger (2), C. Finlayson (3), G. Finlayson (3) y D. Fa (3)

- (1) Dpto. Geodinámica y Paleontología, Facultad de CC. Experimentales, Universidad de Huelva, Campus del Carmen. Avenida Tres de Marzo s/n. 21071 - Huelva. jrvidal@uhu.es
 (2) RLAHA, University of Oxford, Dyson Perrins Building, South Parks Road, Oxford, OX1 3QY, UK.
 (3) Gibraltar Museum, 18-20 Bomb House Lane. Gibraltar, U.K.

Resumen (Las dunas de acantilado de Catalan Bay, Gibraltar: un registro paleoclimático del Pleistoceno Superior en el Mediterráneo occidental): La ladera de levante de Gibraltar presenta en la actualidad una amplia rampa arenosa, de unos 35° de pendiente, formada por sets de arenas eólicas (Catalan Sands Formation) que, procedentes de una antigua llanura costera entre -20 m y los acantilados hasta +6 m, se apilaron y ascendieron por la ladera rocosa hasta casi 300 m de altitud (Ibex Cave). La datación por OSL de los tramos basales y la edad del relleno final de las cuevas asociadas, nos demuestran que este evento eólico se inició inmediatamente antes del Último Máximo Interglacial (OIS 6-5) y se prolongó hasta el final del OIS 3 (30 ka). Bajo este registro dunar existe un gran deslizamiento rocoso, doblemente escalonado, y brechas de ladera, que facilitaron la acumulación al pie del acantilado de hasta 60 m de espesor de arenas silíceas y su posterior ascenso en rampa.

Key words: cliff-front dune, sand ramp, Late Pleistocene, Gibraltar

Palabras clave: duna de acantilado, rampa arenosa, Pleistoceno superior, Gibraltar

The relict coastal dune systems of Catalan Bay offer an excellent opportunity to better understand the Late Pleistocene landscape evolution, climate and atmospheric circulation pattern of this region.

There are two prevailing winds in the Gibraltar Strait: the easterly (Levante) and the westerly (Poniente). The former is by far the stronger, particularly in the region of Gibraltar, and is responsible for the creation of great lone dunes present along the Cádiz coastline. Dunes produced by easterly winds were also formed on both the Strait and the Rock of Gibraltar during the Quaternary, although obviously limited to areas which have a sufficient sand supply. In these sectors large rampant type dune were built against the steep slopes of the mountainous coast.

Rose & Hardman (2000) have recognised three types of windblown sands formations in Gibraltar. They are sufficiently distinctive, substantial and widespread to be mapped as separate units: Catalan Sands on the east side, the Alameda Sands on the west side, and the Monkey's Cave Sandstone on the south-east coast. The latter unit is the oldest one (>250 ka), deduced from its geomorphological situation (Rodríguez-Vidal *et al.*, 2004). Probably, its generation took place during isotope stages 9 to 11 linked with 30–60 m a.s.l. marine terraces. Catalan and Alameda Sands were generated during OIS 5 to 3, between 125 and 30 ka, inferred from their geomorphological position and the dating of similar close sandy cave sediments (Rodríguez-Vidal *et al.*, in press). Both formations have originated on marine beaches, from 6 m.a.s.l. to 20 m.b.s.l., before being blown inland to accumulate as topographic dunes.

During the period represented by the sandy filling of the eastern flank caves and the Catalan Sand formation, it was likely that Gibraltar was part of the mainland, with a broad coastal plain covered with

wind-blown dunes. The last Neanderthals that occupied Gorham's Cave during OIS 3 (Finlayson *et al.*, 2006) had access to a diverse community of plants and vertebrates on the sandy plains, open woodland and shrubland, wetlands, cliffs and coastal environments surrounding the site.

Cliff-front aeolian accumulations comprise echo dunes, climbing dunes and sand ramps. In general, sand ramp morphology is a topographically controlled depositional system consisting of amalgamated accumulations of aeolian, fluvial and talus deposits. The Catalan Bay sand ramp develops against the upwind side of the Rock, creating a ramp of sediment extending up the side of the topographic obstacle (300 m height at Ibex Cave). It is composed primarily of aeolian sand derived from an upwind shore source covering a substrate morphologically composed of boulders originating from rock slides, together with colluvial scree deposits and reddish coloured palaeosols representing short stable geomorphic periods.

The surface of the sand ramp has an angle of 35° to the horizontal (Fig.1A). Much of the whole slope may be sand, but the upper part is breccia with a relatively thin cover. However, a borehole made beneath the lower catchment channel proved to have at least 40 m of sand, and indicated that sands in the lower parts of the slope may extend across a subhorizontal bedrock platform about 17-20 m above present sea-level. A morphological E-W cross section shows a big rock-slide underlying the dune record with a probable maximum sand thickness of 60 m.

The main sand outcrop is located immediately inland of the Caleta Hotel (Fig.1), where the toe of the sand ramp has been cut back by quarrying. The sands have been slightly cemented by precipitation of calcium carbonate from groundwater percolating

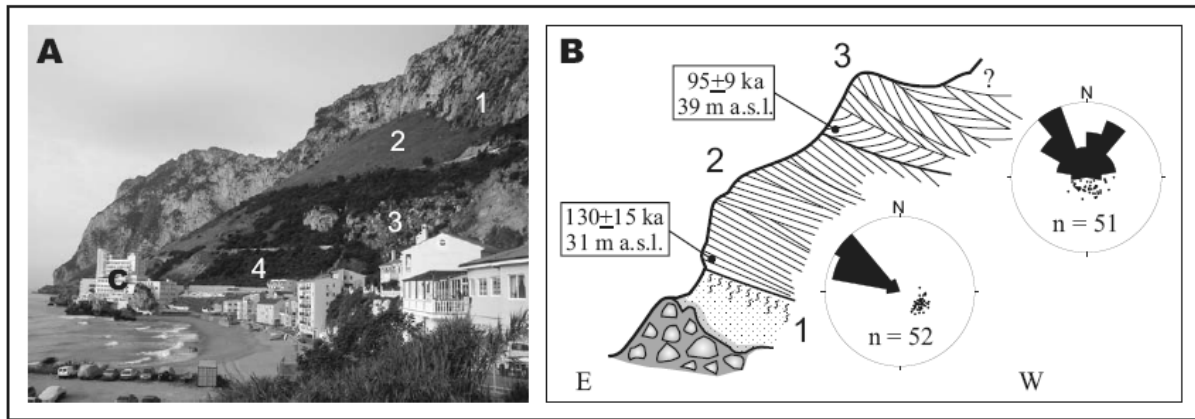


Fig.1. A. Catalan Bay, the Caleta Hotel (C), and its ramp: 1. rock slide escarpment, 2. sand ramp, 3. palaeocliff, 4. cliff-front dunes, B. stratigraphic section from the early cliff-front dunes: 1. lowermost structureless aeolian deposit with palaeosol, 2. & 3. lower and upper sand units, OSL ages (height) and diagrams of dip direction of tabular cross-beds (both equiareal poles projection –lower hemisphere– and rose chart 20° sectors).

through the porous sands. The sands themselves are medium to coarse-grained (0.5-2 mm in diameter), the grains all of similar size, mostly of quartz particles, very well rounded rather than angular, indicating that they have been derived from a siliceous source located in the eastern area (Rose & Rosenbaum, 1991). The SEM studies of quartz grain (Rose & Hardman, 2000) reveal surface textures indicative of aeolian transport and deposition, and subaqueous transport, probably beach origin.

They are tabular and trough cross-bedding, banked at high angle to the cliff rather than in horizontal layers, in sets about 2 to 3 meters thick. A 10 m high quarried face reveals truncated cross-bedded, yellow-brown coloured (10YR6/3) sand units, overall dipping west-northwestward at between 20 and 35° (Fig.1B). The prevailing wind which deposited the sand was from the east and south-east, the dunes migrating westwards to bank against the Rock.

Two preliminary sand samples were prepared for optical luminescence dating (RLAHA, Oxford) using the standard procedures. OSL ages represent the beginning of the aeolian record that decrease systematically from 130±15 ka to 95±9 ka, indicating a late Pleistocene age for the first dunes of the sea cliffs at Catalan Bay (Fig.1B).

Aeolian deposition began immediately before the last interglacial marine highstand (OIS 6-5 transition) and continued during sea level fall until the end of OIS 3. The postglacial sea level rise has produced deflation and runoff reworking of its surface and a current cliff rocky shore. The Catalan sand ramp is therefore isolated from the present sea level and perched on the slopes.

The several sets of siliceous aeolianite deposition coincide with sea level highstand and later progressive fall in former N-S coastal corridor. This indicates that the rapid exposure of coastal nearshore platform is a necessary condition for development of a sufficient source of eastern siliceous sand. This also implies that regressive

phases of sea level tend to allow for better preservation of topographic aeolianites.

The present Catalan sand ramp comprise two types of accumulations: basal cliff-front dunes in a thick sequence (~ 60 m height) and climbing blown sand with interlayered scree deposit (~ 300 m height). Cross-bed data suggest dominant easterly to south-easterly airflow. A similar late Pleistocene Mediterranean outcrop has been studied in Mallorca littoral (Clemmensen *et al.*, 1997) with such interpretation.

Acknowledgements: This work was funded by I+D Spanish project "PalaeoStrait" (Ministerio de Educación y Ciencia) CGL2006-01412/BTE and is a contribution to IGCP 495.

References

- Clemmensen, L.B., Fornós, J.J. & Rodríguez-Perea, A. (1997). Morphology and architecture of a late Pleistocene cliff-front dune, Mallorca, Western Mediterranean. *Terra Nova*, 9, 251-254.
- Finlayson, C., Giles Pacheco, F., Rodríguez-Vidal, J., *et al.* (2006). Late survival of Neanderthals at the southernmost extreme of Europe. *Nature*, 443, 850-853.
- Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Finlayson, C., Gracia, F.J. & Martínez Aguirre, A. (2004). Neotectonics and shoreline history of the Rock of Gibraltar, southern Iberia. *Quaternary Science Reviews*, 23 (18-19), 2017-2029.
- Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Abad, M., Ruíz, F., Gracia, F.J. & Martínez-Aguirre, A. (in press): Gorham's Cave in the wider context of a neotectonic-eustatic model of the evolution of the Rock of Gibraltar. En: *Where the last Neanderthals lived – a study of Neanderthal and Modern Human behavioural ecology in a glacial refugium (Gorham's Cave, Gibraltar)* (C. Finlayson, J. Rodríguez-Vidal, J., F. Giles, C. Stringer & J.S. Carrión, ed.). Oxbow, Oxford, UK.
- Rose, E.P.F. & Rosenbaum, M.S. (1991). *A field guide to the geology of Gibraltar*. The Gibraltar Museum, Gibraltar (U.K.), 192 pp.
- Rose, E.P.F. & Hardman, E.C. (2000). Quaternary geology of Gibraltar. En: *Gibraltar During the Quaternary* (J.C. Finlayson, G. Finlayson & D. Fa, ed.), Monographs 1, Gibraltar Government, Heritage Pub., Gibraltar (U.K.), 39-84.



NUEVOS DATOS EN LA RECONSTRUCCIÓN DEL PAISAJE VEGETAL DURANTE EL PLEISTOCENO MEDIO, EN EL ENTORNO DEL RÍO JARAMA (SECUENCIAS MCH Y FARG-I DEL YACIMIENTO DE MARESA, MADRID)

M.B. Ruiz Zapata (1), A. Pérez-González (2), J. Panera (3), M. Dorado (1), A. Valdeolillos (1), C. Gómez (1) y M.J. Gil García (1)

(1) Dpto. Geología, Universidad de Alcalá. 28871- Alcalá de Henares (Madrid). blanca.ruiz@uah.es

(2) Dpto. Geodinámica Externa, Universidad Complutense de Madrid.

(3) Museo Arqueológico Regional. CAM. Alcalá de Henares (Madrid)

Abstract (New pollen data the reconstruction of Middle Pleistocene landscape in MARESA archaeological site, Jarama river. Madrid): We shows data pollen, of Jarama deposits (Madrid). In this area, the Terraza Compleja of Arganda is formed by four lithostratigraphic units. Only Arganda-I, is limnic materials with shell of fresh water mollusc, vertebrates (*Palaeoloxodon antiquus*) and Achelense industry. Microvertebrates association is typical of the Middle Pleistocene. The landscape composition very homogeneous; the forest formed by *Pinus*, with a few values of Mediterranean and temperate taxa; are dominance of *Juniperus*, *Asteraceae*, *Chenopodiaceae* and *Artemisia*. We inferred mediterranean conditions; humidity are show by change values of *Alnus*, *Ulmus* and *Cyperaceae*. Environmental stability is detected by transition open landscape to forest.

Palabras clave: Pleistoceno Medio, Polen, cuenca de Madrid

Key words: Middle Pleistocene, Pollen. Madrid basin

Se presentan los datos de carácter polínico de dos secuencias, procedentes de la explotación de áridos MARESA (San Martín de la Vega. Madrid), situada en la denominada Terraza Compleja de Arganda.

En dicha terraza, Pérez-González (1971) identificó cuatro unidades litoestratigráficas (Arganda I, II, III y IV), constituidas por gravas medias, acompañadas de arenas con gravilla y en el caso de la unidad Arganda-I, con fangos; en ellos se ha detectado la presencia de moluscos de agua dulce y en ocasiones fauna de vertebrados (*Palaeoloxodon antiquus*) asociada a industria lítica Achelense. La presencia de micromamíferos, sitúan la ubicación temporal del depósito entre Cullar-Baza y los niveles TD 10 y G II de Atapuerca (Sesé y Sevilla, 1996; Santonja *et al.*, 2001 y Villa *et al.*, 2001), motivo por el cual se ubicaría en el Pleistoceno Medio (estadios isotópicos 9 o bien el 11).

Las secuencias polínicas estudiadas (FARG-I y MCH) fueron muestreadas en sendas trincheras y de muro a techo, evitando de este modo la posible contaminación en la columna. El tratamiento químico, de acuerdo con los protocolos establecidos (Coüteaux, 1977), consistió en un ataque con ácidos y álcalis; la concentración del polen se realizó mediante el empleo del licor denso de Thoulet. La cuantificación de los taxones, expresada en porcentajes relativos, a lo largo del perfil, se expresa gráficamente, en el denominado diagrama polínico realizado con el paquete informático TILIA® y TILIA-GRAPH® (© Eric C. Grimm). Los resultados fueron sometidos a un análisis de componentes principales, mediante el programa STAR-GRAPHIC, con el fin de constatar las agrupaciones polínicas y su significado desde el punto de vista paleoambiental y paleoclimático. La diversidad de la vegetación y sus variaciones ha sido establecida mediante el análisis de rarefacción.

Las secuencias polínicas estudiadas (FARG-I y MCH), han puesto de manifiesto la existencia de un paisaje vegetal, relativamente homogéneo, desde el punto de vista de la composición, con *Pinus* como elemento principal del estrato arbóreo, junto a presencias, más o menos esporádicas, de taxones arbóreos de carácter, mesófilo y mediterráneo. A ello se une un variado cortejo, tanto arbustivo, dominado por *Juniperus*, como herbáceo (Fig.1 y Fig.2), con *Asteraceae*, *Artemisia* y *Chenopodiaceae* como taxones principales.

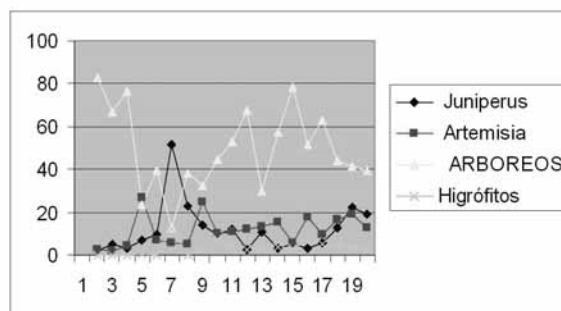


Fig.1. Secuencia FARG-I (en vertical se expresan los % y en la horizontal el número de muestras)

Estos datos definen unas condiciones de carácter templado y predominantemente seco pero con fluctuaciones en la tasa de humedad, evidenciadas a través del comportamiento de los taxones de exigencias hídricas. La estructura de la vegetación, en ambas secuencias presenta un patrón muy similar que se resume en la instalación progresiva del estrato arbóreo, como respuesta a la estabilidad del medio y del clima.

El análisis de componentes principales ha permitido constatar las fluctuaciones de la tasa de humedad como factor determinante en el desarrollo de la

vegetación. En cuanto al análisis de rarefacción (Bronk, 2000), se llevó a cabo para establecer el índice de diversidad.

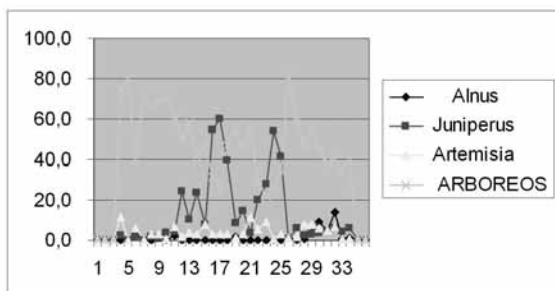


Fig. 2. Secuencia MCH (en vertical se expresan los % y en la horizontal el número de muestras)

El Pleistoceno Medio en la zona central peninsular, queda definido polínicamente en el yacimiento de Ambrona (Soria) (Pérez-González *et al.*, 1999; Ruiz Zapata *et al.*, 2003, 2005), y en la Formación Pinedo, (cuenca del Tajo, Toledo) (Ruiz Zapata *et al.*, 2004); desde el punto de vista de la composición, de la estructura de la vegetación y de la evolución, existe un gran paralelismo entre el paisaje de Ambrona y las secuencias del Jarama; por el contrario, en la secuencia del río Tajo, la distribución y comportamiento de los taxones identificados está más relacionada con la evolución de los parámetros dimensionales del cauce fluvial, que pueden estar afectados por los procesos de subsidencia del karts subadyacente, que con el clima.

Referencias bibliográficas

Coûteaux, M. (1977). A propos de l'interpretation des analyses polliniques de sediments minéraux, principalement archéologiques. En: *Le Milieu Végétal, les faunas et l'Homme. Supplément Bulletin A.F.E.Q.*, 47, 259-276.

- Bronk, C. (2000). OxCal Version 3.5. <http://www.rlaha.ox.ac.uk/orau/index.htm>
- Grimm, E.C. (1987) CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers, Geosciences*, 13 (1), 13-35.
- Pérez-González, A. (1971). Estudio de los procesos de hundimiento en el valle del río Jarama y sus terrazas (nota preliminar). *Estudios Geológicos*, 37, 317-324.
- Pérez-González, A.; Santonja, M.; Soto, E.; Sesé, C.; Ruiz Zapata, B.; Mora, R.; Villa, P.; Aleixandre, T.; Gallardo, J. & Benito Calvo, A. (1999). The Archaeo-Palaeontological Sites of the Middle Pleistocene at Ambrona and Torralba (Soria). En: *The Geological and paleontological Heritage of Central and Eastern Iberia (Iberia Range, Spain)* (G. Meléndez & C. Soria-Llop, eds), 7-42.
- Ruiz Zapata, M.B., Dorado, M., Valdeolmillos, A., Gil García, M.J., Martín Arroyo, T. & Perez-Gonzalez, A. (2004). Registro paleoambiental y pleoclimático del Pleistoceno Medio y Superior en depósitos fluviales del valle del río Tajo (Toledo). *Miscelánea en homenaje a Emiliano Aguirre. Zona Arqueológica (Paleontología) Vol., II.* Museo Arqueológico Regional. Alcalá de Henares, 506-517.
- Ruiz Zapata, M.B., Gil García, M.J., Dorado Valiño, M. & Valdeolmillos, A. (2005). El paisaje vegetal durante el Pleistoceno medio en el interior de la península. *Zona Arqueológica: yacimientos paleolíticos de Ambrona y Torralba (Soria) un siglo de investigaciones arqueológicas*, 5, 214-221
- Ruiz Zapata, M.B., Perez-Gonzalez, A., Santonja, M.; Gil Garcia, M.J., Dorado Valiño, M. & Valdeolmillos Rodríguez, A. (2003) Vegetación Mesopleistocena del poljé de Conquezueta (Soria). *POLEN*, 13, 5-17
- Santonja, Pérez-González Villa, P.; Soto, E. y Sesé, C. (2001). Elephants in the archaeological sites of Aridos (Jarama valley, Madrid, Spain). *The World of Elephants. Proceedings of the 1º International Congress: Roma*, 602-606.
- Sesé, C. & Sevilla, P. (1996). Los micromamíferos del Cuaternario peninsular español. Cronoestratigrafía e implicaciones biogeográficas. *Revista Española de Paleontología*, nº extraordinario, 278-287.
- Villa E. Soto, A. Pérez-González & R. Mora (2001): Taphonomy at Ambrona: new perspectives. *The World of Elephants. Proceedings of the 1º International Congress: Roma*, 617-619.



IDENTIFICACIÓN DE EVENTOS ESTADIALES E INTERESTADIALES MEDIANTE LA CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓGICA, PALINOLÓGICA E ISOTÓPICA DEL REGISTRO DE LA LAGUNA GRANDE (SIERRA DE NEILA)

J. Vegas (1), B. Ruiz-Zapata (2), A. Delgado (3) y A. Pérez-González (4).

- (1) Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas 23. 28003-Madrid. j.vegas@igme.es
- (2) Dpto. Geología. Facultad Ciencias. Campus Universitario. Universidad Alcalá. 28871-Alcalá de Henares, Madrid.
- (3) Laboratorio de Isótopos Estables. Estación Experimental del Zaidín. CSIC. Prof. Albareda 1. 18008-Granada.
- (4) Dpto. Geodinámica, Facultad CC Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. José Antonio Novais 2. 28040-Madrid.

Abstract (Identification of stadials and interstadials events using sedimentological, palynological and isotopic data of the Laguna Grande sedimentary record, Sierra de Neila): The sedimentary record of Laguna Grande (NW Iberian Range) accumulated and preserved fine laminated sediments (rhythmites and graded layers) and peat layers. This proglacial lake contains a 10-m long sedimentary sequence that covers about the last ~20,500 years Cal BP and starts with a sequence of graded sand layers of unknown age. Two main environmental and climatic scenarios can be identified according to high resolution sedimentary microfacies, $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ values and pollen content: (A) Interstadials/Interglacial - that reflect low water recharge, lower lake levels (peat growth) and a higher vegetation cover in watersheds. (B) Stadials - that are interpreted as periods of higher water recharge, higher lake levels and scarce vegetation cover in watershed.

Palabras clave: Sedimentos lacustres, palinología, isótopos estables carbono, paleoclima.

Key words: Lacustrine sediments, palynology, carbon stable isotopes, paleoclimate.

La región de estudio se encuentra al NO del Sistema Ibérico, en la sierra de Neila, donde se encuentran evidencias de un glaciario de tipo alpino en las cotas más elevadas, con cuenca de alimentación y lengua corta o inexistente. Se ha elegido la laguna Grande para este trabajo, que está situada en la vertiente NE (provincia de Burgos). El sustrato de la cuenca de drenaje está formado por conglomerados y areniscas del Grupo Urbión, de edad Cretácico Inferior. El origen de esta laguna (actualmente una turbera) fue un pequeño lago proglacial situado a una elevación de 1.510 m.s.n.m. en una depresión intermorrénica, que está relacionada con el circo de San Salvador. Este circo glaciar tuvo un bajo potencial de acumulación de hielo debido a su pequeño tamaño y su relativa baja altitud, donde la lengua glaciar fluyó hacia el E.

Se realizaron sondeos de recuperación continua en la laguna Grande (hasta 10 m) mediante una sonda manual Rusa. Este registro sedimentario se ha datado por ^{14}C (AMS, laboratorio BETA Analytic Inc.) y se ha dividido en 9 unidades sedimentarias (Vegas, 2006). Para el estudio sedimentológico se han obtenido datos texturales cuantitativos mediante análisis digital de imágenes de microscopía electrónica a partir de láminas delgadas. El análisis del contenido polínico se realizó mediante ataque químico y enriquecimiento mediante líquido denso de Thoulet (Ruiz-Zapata *et al.*, 2002). Los análisis isotópicos del carbono orgánico total se realizaron en un espectrómetro de masas (Finnigan-Mat 251 o Delta Plus XL).

La metodología de la "estratigrafía de eventos" (Björck *et al.*, 1998; Walker *et al.*, 1999) ha permitido identificar la sucesión de eventos estadales e interestadales ocurridos desde hace unos 21.000 cal BP, como son: GS-2 (LGM y la deglaciación), GI-1

(Bølling, Older Dryas, Allerød), GS-1 (Younger Dryas) y GH (Holoceno). La unidad inferior 1 no se ha podido datar, pero se originó durante un evento interestadial anterior al GS-2, como consecuencia de un retroceso de la lengua glaciar. Por ello, la máxima extensión del glaciario en la Sierra de Neila ocurriría con anterioridad, como se ha comprobado en otros registros de la Sierra de Urbión (Vegas, 2006). La mayor ventaja que ofrecen los lagos proglaciares (Laguna Grande) es que tienen un registro más continuo de las fluctuaciones glaciares (retrocesos y avances menores) que ocurren dentro de un gran ciclo climático.

Con los resultados obtenidos (Fig.1) se han identificado dos tipos principales de escenarios ambientales y climáticos: (A) Turbas y sedimentos orgánicos, con valores ligeros de $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ (-25‰ a -30‰), predominio de vegetación arbórea y plantas terrestres que siguen el ciclo fotosintético de Calvin (C3). Corresponden a eventos de baja recarga hídrica, bajo nivel del lago y una gran cubierta vegetal en la cuenca de drenaje. (B) Sedimentos detríticos finamente laminados (ritmitas siliciclásticas y capas gradadas), con valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ menos negativos (-24‰ a -12‰) y vegetación predominantemente esteparia. Indican la presencia de macrofitos sumergidos y fitoplancton que se desarrollaron a partir de carbono inorgánico disuelto (TIC) menos negativo. Este escenario se ha interpretado como periodos de una gran recarga hídrica, nivel del lago alto y cubierta vegetal escasa en la cuenca de drenaje. El escenario A correspondería con eventos interestadales, como el GI-1 (Bølling-Allerød) y el interglacial GH u Holoceno. En cambio, el escenario B correspondería con eventos estadales como el GS-2 (Último Máximo Glaciar), GI-c (Older Dryas) y GS-1 (Younger Dryas).

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por ENRESA, el C.S.N. (España), Proyecto PALEOCLIMA y la beca predoctoral de Juana Vegas por la Universidad Complutense de Madrid.

Referencias bibliográficas

Björck, S., Walker, M.J.C., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K-L, Lowe, J., Wohlfarth, B. & INTIMATE Members (1998). An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *J. Quat. Sci.* 13, 283-292.

Ruiz Zapata, M.B., Gil García, M.J., Dorado, M., Valdeolmillos, A., Vegas, J. & Pérez-González, A. (2002). Clima y vegetación durante el Tardiglacial y el Holoceno en la Sierra de Neila (Sistema Ibérico Noroccidental). *Cuaternario y Geomorfología*, 16 (1-2), 9-20.

Vegas, J. (2006). *Los sistemas lacustres de las sierras de Neila y Urbión. Análisis sedimentológico y climático del Pleistoceno superior y Holoceno.* Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid. 389 pp. (Inédita).

Walker, M.J.C., Björck, S., Lowe, J.J., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K.L., Wohlfarth, B. & INTIMATE group (1999). Isotopic 'events' in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene. *Quat. Sci. Rev.*, 18, 1143-1150.

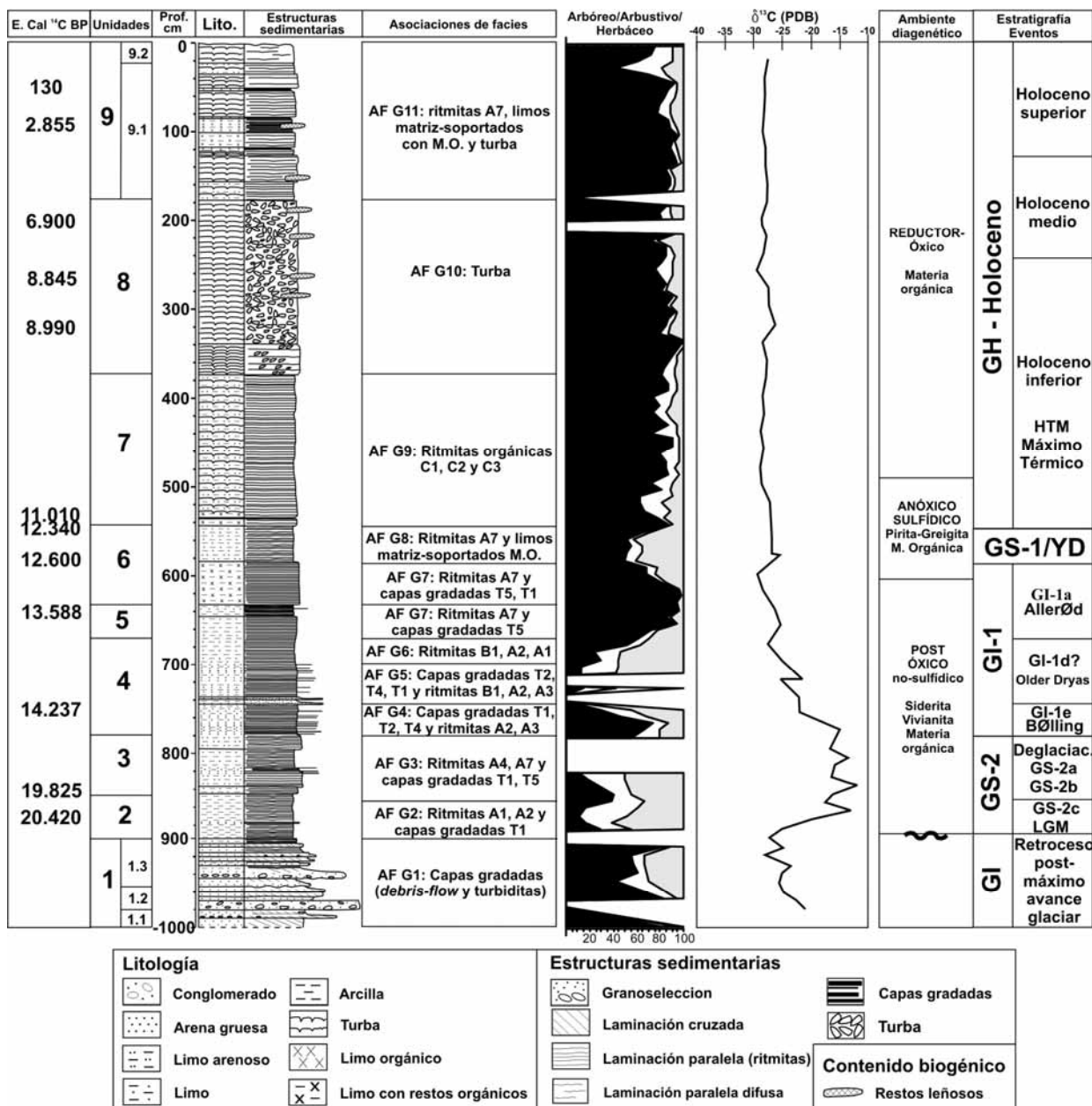


Fig.1. Columna estratigráfica del registro sedimentario de la laguna Grande (Sierra de Neila). Se incluyen las edades de radiocarbono calibradas, las asociaciones de facies, diagrama de polen sintético (arbóreos/arbustivos/herbáceos), δ¹³C_{TOC}, ambientes diagenéticos y eventos paleoclimáticos identificados de acuerdo a la nomenclatura propuesta por la estratigrafía de eventos (sondeo GRIP Grupo INTIMATE; Björck et al., 1998; Walker et al., 1999).



ANÁLISIS CLIMÁTICO Y AMBIENTAL DEL REGISTRO DE LA LAGUNA DEL MAAR DE FUENTILLEJO DURANTE EL PLEISTOCENO SUPERIOR Y HOLOCENO (CAMPO DE CALATRAVA, CIUDAD REAL)

J. Vegas (1), B. Ruiz-Zapata (2), J.E. Ortiz (3), A. García-Cortés (1), T. de Torres (3), L. Galán (4) y A. Pérez-González (5)

- (1) Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas 23. 28003 - Madrid. j.vegas@igme.es
- (2) Dpto. Geología. Facultad Ciencias. Campus Universitario. Universidad Alcalá. 28871 - Alcalá de Henares, Madrid.
- (3) Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular. E.T.S.I. Minas, Universidad Politécnica Madrid. Ríos Rosas 21. 28003 - Madrid.
- (4) Instituto Geológico y Minero de España (IGME). La Calera 1, 28760 - Tres Cantos, Madrid.
- (5) Dpto. Geodinámica, Facultad CC Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. José Antonio Novais 2, 28040 - Madrid.

Abstract (Late Pleistocene-Holocene climatological and environmental analysis of the Fuentillejo maar-lacustrine record, Campo de Calatrava Volcanic Field). Geochemical (elemental analysis, molecular analysis of organic compounds), mineralogical, palynological and sedimentary facies analysis were performed to characterize the sedimentary record in Fuentillejo maar lake in the Campo de Calatrava Volcanic Field (CCVF). In this work we characterize 6 major sedimentary units (units 18, 19, 20, 21, 22 and 23) which represent the upper 29 m of FU-1 core. These sedimentary units point out variations in clastic input, water chemistry, vegetation and organic fraction sources in the lake throughout the late Pleistocene and Holocene. These results permit to identify arid-humid phases, lake level and their variations over time providing evidences for the reconstruction of the environmental and climatic events of central Spain.

Palabras clave: Maar, palinología, biomarcadores, sedimentos lacustres.

Key words: Maar, palynology, biomarkers, lacustrine sediments.

Los lagos en *maares* son archivos naturales importantes para el estudio de las variaciones sedimentarias relacionadas con los cambios paleoclimáticos (ELDP 'European Lake Drilling Programme', 1997). La laguna de Fuentillejo, también denominada La Posadilla, se encuentra al sur del municipio de Valverde de Calatrava, a 638 m s.n.m. El episodio explosivo freatomagmático que originó este *maar* tuvo lugar hace 3.0 Ma (método K-Ar). Durante la erupción se formó una oleada piroclástica de unos 4 km de longitud. Se realizó un sondeo (Fuentillejo-1, FU-1) de 142,4 m de profundidad (Vegas *et al.*, 2004), donde el espesor de sedimentos se presumía mayor, de acuerdo con los estudios geofísicos (Granda *et al.*, 2000). El registro se ha dividido en 23 unidades sedimentarias (Vegas *et al.*, 2006). En este trabajo se caracterizan las unidades 18, 19, 20, 21, 22 y 23, que comprenden los primeros 29 m del sondeo FU-1, una vez realizado el estudio geoquímico, palinológico, mineralógico, textural y biomarcadores.

Unidad 18: 44,40 a 25,55 m

Subunidad 18.9 (28,60-26,40 m): Sistema lacustre meromítico, elevada salinidad, gran productividad y lámina de agua muy alta. Porcentaje importante de caducifolios. Período húmedo con incremento progresivo de la aridez.

Subunidad 18.10 (26,40-25,55 m): Sistema lacustre con elevada salinidad, fondo anóxico y lámina de agua alta, que disminuyó considerablemente. Menor productividad y materia orgánica de tipo terrestre. Incremento de herbáceos y disminución de caducifolios. Período con condiciones ambientales más frías y notable incremento de aridez. Corresponde a la fase final de un ciclo de óptimo climático.

Unidad 19: 25,55 a 20,50 m

Subunidad 19.1 (25,55-23,73 m): Ambiente de tipo "mudflat". La asociación dolomita-magnesita indica mayor salinidad y evaporación. Aridez muy acusada y, progresivamente, incremento de la humedad. Reducción del bosque local. Brusca caída de la diversidad.

Subunidad 19.2 (23,73-22,97 m): Lámina de agua media y estratificada. Salinidad elevada, con ceolitas en las laminaciones. Nuevo incremento de la aridez, con descenso de caducifolios.

Subunidad 19.3 (22,97-21,43 m): Procesos de erosión en las laderas. Alternancia de aportes siliciclásticos y periodos con mayor salinidad. Gran desarrollo de herbáceas y muy bajo porcentaje de caducifolios (mínimo en todo el sondeo). Aridez general acusada.

Subunidad 19.4 (21,43 a 20,50 m): Medio lacustre de elevada salinidad, con aporte de vegetación terrestre y lámina de agua elevada, que manifiestan un aumento de la humedad. En la mitad superior, aumento de la aridez en el medio.

Unidad 20: 20,50 a 18,21 m

Subunidad 20.1 (20,50-19,25 m): Medio lacustre profundo, meromítico y elevada salinidad. La presencia de dolomita y ankerita sugiere intensa degradación microbiana. Aumento de caducifolios.

Subunidad 20.2 (19,25-17,86 m): Un medio de elevada lámina de agua, estratificado, en un clima húmedo, con desarrollo de caducifolios. Aumenta la diversidad por suavización de temperatura. A la mitad se produjo un descenso acusado de la lámina

de agua, debido a una fase más árida dentro de un periodo húmedo.

Unidad 21: 17,86 a 14,40 m

Subunidad 21.1 (78,86-16,91 m): *El nivel de sapropel indica condiciones húmedas, con un lago profundo y estratificado. Baja diversidad, reducción importante del pinar y progresivo desarrollo de Juniperus, que queda sustituido por elementos mesófilos y, después, por termófilos. Tendencia a una lámina de agua menor, mayor salinidad y mayor aridez.*

Subunidad 21.2 (16,91-14,40 m): *Medio poco profundo y elevada salinidad. Condiciones ambientales secas, a excepción de 15,70 m. La vegetación muestra un espacio con poco pino y mucho Juniperus. Culmina con bioturbación en condiciones más frías, junto con erosión de las laderas y deforestación.*

Unidad 22: 14,40 a 10 m

Subunidad 22.1 (14,43-12,95 m): *Comienzo más árido, con aporte detrítico y lámina de agua muy baja, que cambia hacia condiciones húmedas. Ligero aumento del pinar y de Juniperus, con un tránsito de taxones de ribera a acuáticos y, por último, expansión de taxones xéricos, que evidencian condiciones secas.*

Subunidad 22.2 (12,95-11,14 m): *Baja lámina de agua, sedimentación carbonática y aporte de materia orgánica terrestre. Incremento de la aridez y reactivación de la sedimentación siliciclástica, salvo en el intervalo 11,30-11,50 m, que fue más húmedo. Culmina con la desecación de la laguna.*

Subunidad 22.3 (11,14-10 m): *Sedimentación estacional y gran aporte de materia orgánica. Condiciones más áridas al comienzo, que pasan a ser húmedas y templadas al final. Baja diversidad, aumento de pino y mesófilos.*

Unidad 23: 10 a 0 m

Subunidad 23.1 (10-9 m): *Reactivación de los abanicos aluviales. Expansión de herbáceos en condiciones ambientales secas. Caída del pinar y desarrollo de Juniperus. Aumento de termófilos que indican condiciones ligeramente más húmedas al final.*

Subunidad 23.2 (9-7,10 m): *Medio poco profundo, con periodos de intensa bioturbación y mayor aporte de materia orgánica terrestre, con incremento de caducifolios. Aumento de temperatura y humedad. Estabilización de los suelos de la cuenca de drenaje.*

Subunidad 23.3 (7,10-6,38 m): *Condiciones más frías, descenso de salinidad y lámina de agua. Reactivación de las laderas, con erosión de suelos. Últimas presencias de Betula, taxones de ribera y reducción de acuáticos.*

Subunidad 23.4 (6,38-5,24 m): *La primera fase tiene sedimentación detrítica y la segunda es un medio carbonático. Comienza con condiciones más frías y*

áridas, seguidas de un aumento de humedad y temperatura.

Subunidad 23.5 (5,24-4,30 m): *Retorno a condiciones ambientales más frías y áridas, con caída acusada del estrato arbóreo y pérdida de la diversidad.*

Subunidad 23.6 (4,30-3 m): *Fuerte reactivación de los abanicos aluviales. Posteriormente, aumento de la lámina de agua. Periodo de mayor humedad, con mayor expansión de termófilos.*

Subunidad 23.7 (3-1,70 m): *Comienza con sedimentación detrítica. Mayor aridez y fases erosivas. Posteriormente, aumenta la lámina de agua y la temperatura. Reducción de estépico y aumento de arbóreos termófilos, mesófilos y de ribera. Al final condiciones más áridas.*

Subunidad 23.8 (1,70-0 m): *Hay un descenso de la lámina de agua, por la presencia de una capa arenosa. El medio oscila entre laguna somera y "mud-flat". El estudio polínico muestra una tendencia a condiciones más cálidas y secas.*

Con estos resultados se ha reconstruido una curva cualitativa de aridez/humedad. Los periodos más áridos ocurrieron en las subunidades 19-1, 13-3, 21-1, techo de 22-2 y 23-1. Por el contrario, las fases más húmedas sucedieron en las subunidades 18-9, 20-1, 20-2, 22-3 y mitad de la 23-6. Paralelamente, se ha realizado una reconstrucción del nivel relativo del lago. Los periodos de nivel más alto (*high-stand*) ocurrieron durante las fases más húmedas descritas anteriormente, concretamente en las subunidades 18-9, 18-10, 20-1, 20-2 y 22-3. Durante los periodos más bajos, la laguna llegó a ser de tipo "mud-flat", con una lámina de agua muy baja, donde la desecación era frecuente. Esta situación ocurrió durante las subunidades 19-1, 21-2, 22-1, techo de 22-2, 23-3, base de 23-4 y techo de 23-8.

Agradecimientos: Proyecto CGL2004-06212/BTE "Variabilidad climática y ambiental en el centro de la Península Ibérica durante el Cuaternario. Estudio de alta resolución del registro lacustre del sondeo FU-1 (laguna de Fuentillejo, Ciudad Real)". Proyecto interno IGME "Estudio Paleoclimático del Maar de Fuentillejo" (CC 54.020).

Referencias bibliográficas

- European Lake Drilling Programme (ELDP) (1997). An ESF research programme to further the recovery and interpretation of lacustrine paleoclimatic archives, <http://www.esf.org>
- Granda, A., Granda, T., Madrid, A., Granda, A.A., García-Baquero, F., Rodríguez, R y El Charef, E. (2000). *Informe técnico trabajos geofísicos en la laguna de Fuentillejo (Ciudad Real)*. Internacional Geophysics Technology (IGT). (IGME, Inédito).
- Vegas, J., Galán, L., Pérez-González, A. & García-Cortés, A. (2004). El archivo lacustre del maar de Fuentillejo (Campo de Calatrava). Primeros protocolos científicos y estrategia de trabajo para el estudio paleoclimático del Cuaternario en el centro de España. *Boletín Geológico y Minero*, 115, 641-650.
- Vegas, J., García-Cortés, A., Galán, L., Pérez-González, A. & Martín-Serrano, A. (2006). El registro sedimentario lacustre del maar de Fuentillejo (Ciudad Real). *Boletín Geológico y Minero*, 117, 339-349.

Simposio 2

Cartografía geológica y geomorfológica del Cuaternario



INTEGRACIÓN DE IMÁGENES MULTIESPECTRALES Y SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA EN LA CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA Y GEOMORFOLÓGICA DEL CUATERNARIO DE LA CUENCA DE HUÉRCAL-OVERA (ALMERÍA, SURESTE DE ESPAÑA)

E. García-Meléndez (1), S. Martín-Alfageme (2), M. Ferrer-Julà (3), J.L. Goy (4) y C. Zazo (5)

- (1) Área de Geodinámica Externa, Facultad de CC. Ambientales, Universidad de León, Campus de Vegazana s/n, 24071 - León. egarm@unileon.es
- (2) Instituto Geológico y Minero de España, Dirección de Geología y Geofísica, C/ La Calera, 1, 28760 - Tres Cantos, Madrid. s.martin@igme.es
- (3) Tecnosylva, CEEI León, Polígono Industrial de León, 24231 - Onzonilla, León. mferrer@tecnosylva.com
- (4) Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Pza. de la Merced s/n, 37008 - Salamanca. joselgoy@usal.es
- (5) Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC), C/ José Gutiérrez Abascal, 2, 28006 - Madrid. mcncz65@mncn.csic.es

Abstract (Multispectral satellite images and GIS integration for Quaternary geological and geomorphological mapping in the Huércal-Overa Basin (Almería, Southeast of Spain): Digital image processing techniques are applied to a multispectral data set (Landsat 5-TM) in order to map Quaternary morpho-sedimentary units showing the geomorphological evolution during Quaternary times in the Huércal-Overa basin (SE Spain). The obtained result is compared with a conventional map of the area considered as ground-truth by means of GIS overlay operations. The final result shows a general quantitative poor accuracy related to the total areas representing the mapping units, especially if compared with the accuracy analysis procedures provided by the digital image processing software. Nevertheless, most of the mapping units boundaries can be distinguished, allowing a relatively good differentiation of the morphosedimentary units through remote sensing techniques.

Palabras clave: Teledetección. SIG. Geomorfología. Cuaternario
Key words: Remote Sensing. GIS. Geomorphology. Quaternary

El papel clásico asignado a la relación de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) y la Teledetección consiste en integrar las clasificaciones que se obtienen a partir de ésta como una capa más en un SIG. Visto de esta manera, el tratamiento digital de imágenes de satélite se considera como una sofisticada función de análisis.

Sin embargo la integración SIG-Teledetección va más allá de la concepción expuesta. Se puede afirmar que la convivencia de las dos técnicas se produce en cualquier momento del tratamiento digital de una imagen. Es más, en no pocas fases, el SIG actúa como auxiliar de la Teledetección. Por ejemplo, se puede pensar en las correcciones geométricas de la imagen en donde interviene cartografía digital o la incorporación de modelos digitales del terreno para evitar el "efecto de sombra" en lugares accidentados (Sabins, 1997). Incluso en técnicas avanzadas como la clasificación por redes neuronales se utilizan capas de información como correctores de errores (Murai y Omatu, 1997). También son bien conocidos los estudios sobre efectos de la propagación de errores cuando se integra la información derivada de una clasificación con otras con el fin de obtener una zonificación de unidades de distintos tipos (Luneta *et al.*, 1991).

El principal objetivo de este trabajo es evaluar la validez de una cartografía de unidades morfosedimentarias cuaternarias realizada mediante técnicas de Teledetección. Para ello, las capas almacenadas en el SIG que representan un mapa geológico y geomorfológico del Cuaternario realizado por métodos tradicionales (fotointerpretación y

trabajo de campo) sirven, por una parte, para la elección de polígonos de entrenamiento con el fin de obtener la matriz de confusión mostrando los errores de la clasificación de las unidades cuaternarias mediante Teledetección. Y por otra parte, se muestra un ejemplo analítico utilizando operaciones de superposición en un SIG, en el cual con los datos almacenados se permite la comparación de las unidades morfosedimentarias diferenciadas por métodos convencionales de cartografía, junto con las unidades morfosedimentarias diferenciadas por técnicas de tratamiento digital de imágenes aplicadas al conjunto multiespectral del sensor Landsat 5 TM. El muestreo de *pixels* efectuado para la clasificación de las imágenes del sensor TM se realizó para clasificar sobre la base de unidades de distinta edad relativa, que se diferencian unas de otras por la distinta reflectancia de acuerdo con la composición mineralógica de sus superficies (especialmente el contenido en carbonatos).

El área de estudio está localizada en la cuenca de Huércal-Overa (provincia de Almería), dentro de la Zona Interna o Dominio de Alborán de la Cordillera Bética, constituyendo una cuenca neógeno-cuaternaria que presenta una disposición geométrica alargada según la dirección E-W. Las unidades morfosedimentarias cartografiadas pertenecen en su mayoría a un sistema morfogénico de origen fluvial. Están formadas por distintas superficies de abanicos aluviales cuya configuración está condicionada por el desarrollo de distintas fases de sedimentación que han ocurrido a lo largo del Cuaternario en alternancia con períodos de predominio de procesos de encajamiento de la red

de drenaje, de forma que se reconocen un total de 7 grandes fases o etapas morfogénicas. La cronología relativa de estas fases está basada en criterios geomorfológicos como son las alturas relativas a las que se encuentran las superficies de depósito y su grado de desmantelamiento (García-Meléndez, 2000).

El resultado es la cuantificación de las áreas de las distintas unidades cuaternarias cartografiadas mediante Teledetección, tomando como referencia su comparación con la cartografía geomorfológica y geológica del Cuaternario convencional (considerada como verdad-terreno) tras ser introducida en un SIG.

Los resultados cuantitativos obtenidos muestran (Tabla 1) que la precisión de las áreas correctamente clasificadas mediante Teledetección (representadas por el porcentaje de *pixels*) es en términos generales pobre, especialmente si se compara con el índice de precisión total del 85% obtenido a partir de la matriz de confusión. Sin embargo, mediante la comparación cualitativa se observa la validez de la cartografía realizada a partir de las imágenes de satélite, en la cual se han cartografiado de forma correcta una gran parte de las unidades morfosedimentarias diferenciadas en la cartografía convencional. No obstante, existen grandes zonas no cartografiadas en las imágenes, debido a la presencia de vegetación, que se corresponden con las unidades de edad relativa más reciente porque en ellas se concentran las zonas de cultivo, no reflejando la litología de las superficies sedimentarias. Las unidades del sector central de la cuenca tampoco se han distinguido bien en las imágenes debido a que se encuentran muy compartimentadas por la disección asociada a la red de drenaje, formando numerosos relieves aislados y de extensión reducida, lo que provoca la existencia de numerosos *pixels* mezcla y efectos de sombra.

En líneas generales, el contorno de las unidades morfosedimentarias a partir de la clasificación

realizada en las imágenes se distingue de forma aceptable, pero no obstante la precisión de estos contornos disminuye conforme dichas unidades son más recientes y el número de *pixels* clasificados de forma correcta se hace menor, como se observa en la Tabla 1.

En conclusión, se puede afirmar que aunque el resultado cuantitativo numérico de las áreas cartografiadas mediante Teledetección es modesto, el resultado de la representación de las formas y sus contornos es aceptable en un contexto climático árido y semiárido como el de la zona de estudio, ya que la inexistencia de coberturas de vegetación densas permite el análisis de las imágenes en términos de la reflectancia espectral de los minerales que constituyen los sedimentos de las unidades morfosedimentarias.

Agradecimientos: Trabajo financiado por los proyectos CGL2005-04665/BTE y CGL2005-01336/BTE del Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias bibliográficas

- García Meléndez, E. (2000). *Geomorfología y Neotectónica del Cuaternario de la Cuenca de Huerca-Overa y Corredor del Almanzora (Cordilleras Béticas): Análisis y cartografía mediante teledetección y SIG*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, Salamanca (España), 528 pp.
- Luneta, D.T.; Congalton, R.S.; Fensetmarker L.K.; Jensen, J.R.; McGwire, K.C. & Tinney, L.R. (1991). Remote Sensing and Geographic Information System Data Integration: Error Sources And Research Issues. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 57, 647-654.
- Murai, H. & Omatu, S. (1997). Remote sensing image analysis using a neural network and knowledge-based processing. *International Journal of Remote Sensing*, 18 (4), 811-828.
- Sabins, F.F. (1997). *Remote Sensing, Principles and Interpretation*. 3ª Ed. Freeman & Co.

Edad relativa de las unidades morfosedimentarias	Número de <i>pixels</i> de las unidades morfosedimentarias del mapa geomorfológico y geológico convencional	Número de <i>pixels</i> correctamente clasificados en la imagen TM	Porcentaje de <i>pixels</i> correctamente clasificados en la imagen TM
Actual	33449	4982	15%
Holoceno	35574	1927	5.4%
Pleistoceno superior-Holoceno	30205	10114	33.5%
Pleistoceno superior	32004	12148	38%
Pleistoceno medio - superior	28929	17505	60.5%
Pleistoceno medio	38723	19588	50.6%
Pleistoceno inferior - medio	15804	11112	70.3%
Pleistoceno inferior	4694	3038	64.7%
Plioceno superior - Pleistoceno inferior	7494	1518	20.2%
Travertinos	702	358	50.9%

Tabla 1. Tabla de resultados obtenidos; cada *pixel* del sensor TM representa un área de 900 m²



CARTOGRAFÍA DEL REGISTRO MORFOSEDIMENTARIO CUATERNARIO DEL VALLE DE LOS YÉBENES (MONTES DE TOLEDO)

R. Martín Banda (1), A. Martín-Serrano (1), E. Molina (2) y M. Cantano (3)

- (1) Área de Cartografía Geológica, Dirección de Geología y Geofísica, Instituto Geológico y Minero de España. c/ Calera, 1. 28760-Tres Cantos (Madrid). r.martin@igme.es, a.martinserrano@igme.es.
 (2) Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca. 37008-Salamanca. emoli@usal.es.
 (3) Dpto. Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Av. Fuerzas armadas S/N. 21071-Huelva. cantano@uhu.es.

Abstract (Cartography of the morphosedimentary quaternary record of the Los Yébenes valley, Montes de Toledo): Geological and geomorphological mapping of the southern border of the Madrid basin shows that the piedmont deposits derived from the Toledo crystalline plateau and the Los Yébenes syncline merge with the adjacent Miocene basin facies. The Los Yébenes valley is drained by the headwaters of two river systems, the Milagros that flows west and the Algodor that runs east. The watershed separates two distinct piedmont facies related to contrasted local basin environments, with acid chemical conditions prevailing in the west and alkaline (carbonate-dominated) to the east of the Toledo Mountains. The prevailed forms and their associated deposits reveal an inflexion of the morphodynamical basin conditions, which neither is synchronically or equal of effective for the entire region.

Palabras clave: cartografía geológica y geomorfológica, encajamiento fluvial, piedemonte, Montes de Toledo, Cuaternario.

Key words: geological and geomorphological mapping, fluvial dissection, piedmont, Montes de Toledo, Quaternary.

La plataforma cristalina de Toledo y el sinclinal de los Yébenes conforman la articulación de los Montes de Toledo con la cuenca de Madrid. Sus peculiares características morfológicas, relieves diferenciales, y los depósitos de piedemonte de edad y significado aun desconocidos que orlan los inselbergs y rellenan el valle, despiertan el interés de este límite de cuenca relativamente poco estudiado. Mientras que algunos autores consideran que estos depósitos forman parte del relleno terciario, sin precisar su relación con las grandes unidades descritas para la cuenca de Madrid, otros los asocian al exorreísmo de la región, atribuyéndoles una edad Plio-Pleistocena (Pérez-González, 1988).

El seguimiento cartográfico desde las unidades terciarias que afloran en la Mesa de Ocaña (facies de centro de cuenca) hasta los Montes de Toledo, revela la correspondencia de los depósitos de piedemonte con las facies proximales del relleno mioceno de la cuenca. Este piedemonte emparentado con parte del registro sedimentario de la cuenca de Madrid, presenta una degradación algo confusa, sobre todo poco definida; especialmente porque el encajamiento fluvial en ella no es nada neto. Otra circunstancia añadida es que la depresión objeto de estudio presenta en su interior, inscrita sobre el propio relleno, una divisoria de aguas donde divergen dos flujos opuestos: al este (Tajo) y al oeste (Guadiana), a partir de los cuales se ha organizado la destrucción del valle terciario. Es importante llegar a conocer las características de este episodio y su cronología relativa, pero es aun más necesario definir previamente su registro morfoestratigráfico desde el momento inicial, hecho que se ha conseguido mediante la cartografía geológica y geomorfológica.

Se ha elaborado un mapa donde se definen como elementos de primer rango los relativos al proceso

inicial de destrucción del techo sedimentario, es decir, los rasgos morfosedimentarios del propio piedemonte donde se inicia su degradación y, también, el relativo al modelado fluvial de la disección hasta el momento actual, aquí considerado de forma convencional como cuaternario.

El piedemonte se encuentra retocado a ambos lados de la divisoria aludida, pero ese retoque presenta netas diferencias dependiendo de su posición a uno u otro lado de la misma (Martín-Serrano *et al.*, 2004). El occidental, relacionado con el río Milagros, afluente del Bullaque y este a su vez del Guadiana, tiene tipología de raña. Está pues, caracterizado por el desarrollo de importantes procesos de alteración que afectaron al material originario, fundamentalmente procesos de hidrólisis en condiciones de gran acidez (Molina, 2004). Dicha acidez está favorecida incluso hoy día por procesos de hidrólisis y ferrólisis a nivel regional principalmente a partir de la alteración de los antiguos clastos de pizarra que han originado la masa arcillosa donde se encuentran englobados los cantos y gravas de cuarcita (Martín Banda *et al.*, 2006). Presenta un perfil topográfico que retoca muy suavemente la concavidad de los abanicos originales y la característica gravilla negra producto de la destrucción y ferruginización de los cantos del depósito por alteración.

En el lado oriental, drenado por el río Algodor, afluente del Tajo, esta superficie de colmatación está peor conservada y mucho más reelaborada. El piedemonte se presenta como un tapiz de gravas y cantos fundamentalmente de cuarcita con perfil longitudinal cóncavo (tipología de glacis) producido por el lavado selectivo de finos no solo en la vertical sino también en la horizontal. En él es frecuente encontrar zonas de percolación preferentes, donde se produce una concentración relativa de clastos

mejor lavados que los de las áreas circundantes, junto con el desarrollo de costras carbonatadas. Estas se encuentran ampliamente representadas en el depósito terciario infra-adyacente, donde se reconocen todas sus facies (nódulos, encostramientos pulverulentos, laminares y en losa), observándose restos de este carbonato en la superficie de los clastos del glacis.

Tanto la concentración de clastos cuarcíticos sueltos a un lado de la divisoria como las plataformas más altas con tipología de raña elaboradas sobre el depósito terciario al otro, son en realidad depósitos residuales del mismo y pueden ser considerados el producto inicial de la destrucción de este piedemonte, aunque suponemos que bajo unas condiciones de drenaje distintas. La citada divisoria es también el límite geográfico del marcado contraste geoquímico entre el oeste ácido y este carbonatado de Montes de Toledo.

El encajamiento de ambos ríos es muy leve. El Algodor discurre por el paleovalle de los Yébenes generando una serie de abanicos aluviales levemente encajados entre sí (Martín Banda *et al.*, 2005). Estos parten de las principales salidas del macizo de Las Guadalerzas y presentan una morfología en planta bien conservada, enlazando con la llanura aluvial del Algodor de gran anchura en este tramo (superior a 1 km). A su paso por las estribaciones más orientales de la sierra de los Yébenes, tanto a la entrada como a salida de estos relieves, dicho río deja un rosario de terrazas adosadas a su cauce actual para después encajarse por la plataforma granítica. Tan solo se distinguen dos niveles de terraza, el inferior a 2-3 m del talweg, y el superior a 5-7 m, constituido por conglomerados y arenas cuarcíticas fuertemente cementados.

En resumen, lo que se pretende mostrar en este mapa, es el registro morfoestratigráfico de la

destrucción del piedemonte que rellena el interior del valle de los Yébenes, desde la degradación occidental de su cabecera a través del río Milagros (Guadiana), hasta su vertiente oriental que abierta hacia la Mancha, está señalada por el río Algodor (Tajo). Está claro que, como en la mayoría de los casos, de la cronología de este último episodio geológico regional, solo conocemos su punto final y casi nada del resto. Los métodos cartográficos nos han permitido separar esta etapa y, de alguna manera establecer sus hitos más importantes. Para concretarlos cronológicamente se requiere otras herramientas además de las cartográficas.

Agradecimientos: Este trabajo está subvencionado por el IGME en el marco de su programa de tesis doctorales.

Referencias bibliográficas

- Martín Banda, R., Gumiel, J.C., Martín-Serrano, A., Molina, E. & Cantano, M. (2005). Limitation of the different types of alteration on piedmont deposits applying remote sensing in Los Yébenes Valley (Montes de Toledo, Spain). En: *Sixth International Conference on Geomorphology: Geomorphology in regions of environmental contrasts*, Zaragoza (España), 388.
- Martín Banda, R., Molina, E., Martín-Serrano, A., Cantano, M., Martín Rubí, J.A. & Rubio, A. (2006). Palealteraciones de los depósitos de piedemonte cenozoicos del NE de Montes de Toledo, España. *Bol. Geol. y Min.*, 117, 525-530.
- Martín-Serrano, A., Molina, E., Nozal, F. & Carral, M.P. (2004). Transversal en los Montes de Toledo. En: *Itinerarios geomorfológicos por Castilla-La Mancha*. (Benito, G. & Díez Herrero, A., eds.). VIII Reunión Nacional de Geomorfología, Toledo (España), 51-79.
- Molina, E. (2004). El papel de las alteraciones en Geomorfología: el caso de los piedemontes de relieves residuales en el zócalo Hercínico Ibérico. *Miscelánea en homenaje a Emiliano Aguirre*. Vol. 1 (Geología), Museo Arqueológico Regional, Madrid, 106-115.
- Pérez-González, A. (1988). Mapa Geológico de la Hoja nº 685 (Los Yébenes) a E. 1:50.000. Serie MAGNA. Instituto Geológico y Minero de España.



CARTOGRAFIA GEOMORFOLOGICA Y PATRIMONIO GEOLOGICO CUATERNARIO EN LA RÍA DE AROSA (PONTEVEDRA-LA CORUÑA, GALICIA, ESPAÑA).

A.M. Martínez-Graña (1), J.L. Goy (1) y C. Zazo (2).

- (1) Dpto. Geología. Área Geodinámica Externa. Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced s/n. 37008 - Salamanca. amgranna@usal.es
 (2) Dpto. Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC. José Gutiérrez Abascal, 28006 - Madrid.

Abstract (Geomorphological cartography and quaternary geoheritage in the Ría Arosa, Pontevedra-La Coruña, Galicia, Spain): A map of geomorphological features in ría Arosa (Galicia) identified three landform and morphosedimentary units that are significant for conservation purposes. The geodiversity visible is a result of potential geoheritage inventory for sustainable development.

Palabras clave: Cartografía Geomorfológica, modelados, Patrimonio Geológico, Cuaternario, ría Arosa.

Key words: Geomorphological Mapping, landforms, geological heritage, Quaternary, ría Arosa.

Introducción.

La ría de Arosa forma parte de las Rías Bajas La margen norte de la ría, pertenece a la provincia de La Coruña y la margen sur a la provincia de Pontevedra.

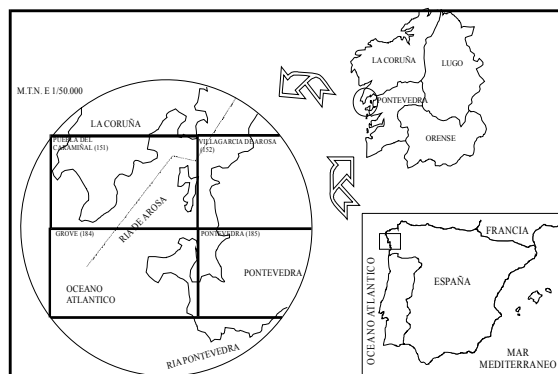


Fig. 1: Localización de la zona de estudio y distribución de hojas 50.000.

Una de las características geomorfológicas de la costa gallega son sus rías. Tradicionalmente se ha justificado su origen por la conjugación de la tectónica (la orientación de cada ría es reflejo de las fracturas dominantes a las que se han adaptado los cursos fluviales) y los procesos transgresivos de inundación marina del valle fluvial preexistente durante la transgresión holocena. La ría de Arosa, aunque presenta en origen similares condiciones formativas, su morfología sugiere que no se trata de una ría clásica, sino que presenta unas dimensiones y morfología costera muy desigual al resto de las rías (mayor anchura y margen sur somero) dando lugar a una cubeta sedimentaria.

Contexto Morfoestructural.

El contexto geomorfológico de esta franja litoral de la ría de Arosa se enmarca en la zona Centro-Ibérica, dentro del denominado Macizo Hespérico. Se considera una depresión morfoestructural generada durante el Mioceno - Plioceno y limitada por dos

horst que constituyen las penínsulas de Barbanza al norte y Castrove al sur; este graderío de horst y grabens tectónicos presenta una dirección dominante coincidente con el eje de las rías Bajas NE-SW (Nonn, 1969, Pannekoek, 1966, 1970), que es una fracturación tardihercínica reactivada en la orogenia alpina con reajustes durante el cuaternario (Martínez Graña *et al.*, 2000).

El contexto geológico de la ría de Arosa, consiste tres dominios diferentes, con características petrológicas (tipo de roca, textura y grado de metamorfismo) y parámetros geotectónicos propios: El Dominio de la Unidad Malpica-Tuy, formado por series metasedimentarias y ortogneises; el Dominio Migmatítico y de las Rocas graníticas, integrado por: Complejo "Esquisto-grauváquico" (metasedimentos y areniscas), Complejo de "El Rosal-La Lanzada" (micaesquistos) y la unidad de "Villagarcía- Cuntis" (Granito); y el Dominio de la Granodiorita de Caldas de Reyes (granitoide postcinemático), que conforma un batolito circunscrito de contactos netos y discordantes, el cual ocupa gran parte de nuestra zona de estudio, así como el sustrato de fondo de la ría de Arosa.

Los factores que controlan los dominios son:

El clima húmedo y templado, con precipitaciones medias anuales altas (1.455 mm), temperaturas estivales moderadas (19,3 °C) e invernales altas (9°C) con una atmósfera de gran humedad que facilita una intensa alteración química y/o disgregación física favorecida por las características petrológicas y estructurales de cada sustrato.

La tectónica presenta dos lineaciones morfoestructurales: lineamiento NE-SW y su conjugado NW-SE que se corresponden con la orientación del eje de las Rías Bajas y con la red de drenaje respectivamente, ambos de edad tardihercínica; y el lineamiento Norte-Sur, dirección de fracturas neógenas que perfilan parte del trazado costero.

La litología: la diferente resistencia del sustrato (granítico y metamórfico) favorece la meteorización y denudación continental y el trazado costero.

La dinámica marina genera una serie de formas de erosión y depósito (rasas, barras arenosas, tómbolos...).

Análisis Geomorfológico.

La cartografía geomorfológica se realiza a partir de fotointerpretación a escala 1/32.000 y 1/18.000 con posterior comprobación de campo. Se elabora el Mapa Geomorfológico a escala 1/50.000; estableciendo secuencias cronológicas relativas de formas deposicionales (sistemas dunares y abanicos aluviales) y de formas erosivas (rasas). La naturaleza ácida del sustrato, hace que los depósitos sean azoicos.

En esta cartografía se ha hecho especial énfasis en diferenciar las unidades cuaternarias. Cada unidad se engloba dentro de un Sistema Morfogenético. Estas unidades geomorfológicas pertenecen a los siguientes sistemas: Fluvial canalizado (terrazas, aluviales, abanicos y conos de aluviales), Fluvial de arroyada (pedemontes y glaciares), Gravitacional (coluviones), Poligénicos (relieves residuales) y Litoral (niveles marinos -último interglaciario y holoceno-, playas, rasas, lagunas, barras mareales y sistemas dunares). Posteriormente se sitúan y numeran los diferentes puntos y áreas de interés geomorfológico de este sector litoral, para poder establecer posibles itinerarios didácticos.

Resultados y Conclusiones.

El análisis geomorfológico establece tres sectores con características contrastadas y con diversos puntos de interés geomorfológico:

Zona S^a Barbanza-Corrubedo-Puebla del Caramiñal. (Sector 1): Predomina el desarrollo del Sistema Litoral: Marino-Transición-Continental (eólico); con formas de depósito extensas activas e inactivas (sistemas dunares). Desde el punto de vista litológico la alta resistencia del granito del Barbanza genera formas domáticas. Los puntos y áreas de interés geomorfológico son: complejo dunar de Corrubedo (Vilas et al, 1991), Domo de la Curota, niveles de turba en el interior del sistema isla-barrera (Flandriense), ambiente protegido de lagoon, (laguna Carragal) desarrollando una marisma, con canales mareales que en los años 50 eran navegables; finalmente un conjunto de rasas distribuidas en la franja costera: R-1 (+5-6m.), R-2 (+12-15m.) y R-3 (+30m.).

Zona Isla de Arosa-Villanueva-Cambados. (Sector 2): Predomina el Sistema Litoral. Trazado lineal costero e insular en dirección N-S (fracturación neógena). El modelado granítico genera gran número de formas mayores y menores en los afloramientos, además de superficies de abrasión marina, favorecidas por la diferente composición litológica, mayor en la granodiorita tardía de Caldas de Reyes que en los granitos pre y sincinemáticos

que sirven de roca encajante; generando áreas y puntos de interés geomorfológico con rasas a diferentes cotas y edades relativas: R-0:+1m (holoceno); R-1:+5-6m.(Pleistoceno Superior); R-2: +12-15m. (Pleistoceno Medio), R-3: +30m. (Pleistoceno Inferior), y R-4: +60m.(Plio-Pleistoceno); la secuencia más completa ocupa el área litoral entre Villanueva- Villagarcía y el Monte Lobería quedando restos de relieves residuales entre estas. En este sector se ha elaborado una paleogeografía de las antiguas líneas de costa cuaternarias. Otra área de interés geomorfológico es la desembocadura del río Umia, dando un amplio abanico deltaico que provoca la colmatación de parte del sector interno de la ría de Arosa, en la zona de la ensenada del Grove-Umia.

Zona El Grove-Sierra Castrove-Sangenjo. (Sector 3): Sistema Litoral Marino con formas erosivas: rasas costeras, socaves, paleocantilados y formas de depósito: niveles marinos actuales (playas, barras mareales...) y antiguos (último interglaciario y holoceno). Sistema Litoral Continental (eólico): dunas fósiles (tres sistemas separados por paleosuelos de edades atribuibles al Pleistoceno Medio, Superior y Holoceno. Desarrollo del Sistema Fluvial de Transición: génesis y superposición de depósitos fluviales y gravitacionales (Abanicos Aluviales, Glaciares, Piedemontes y colusiones en el sector Montefaro-Ensenada del Vao). Las áreas de mayor interés geomorfológico en este sector son los niveles de rasas (cuatro en zona de la Ermita de La Lanzada), dos niveles marinos fósiles de acumulación: a +2m (OIS 5) y +0.5m (OIS 1) en la playa de Pociñas, y rasgos de erosión (socaves en la playa de Foxos) y los procesos neotectónicos, como paleosismicidad (reflejada en estructuras con formas de microdiapiros y microcabalgamientos) y planos de falla de edad estimada Pleistoceno Superior-Holoceno debido a la reactivación de fallas de dirección N-160°NE. Por último sistemas dunares fósiles (playa Montalvo) y actuales (tómbolo de La Lanzada, dunas rampantes Monte Xiradella...)

Agradecimientos: Proyectos CGL2005-04655/BTE, CGL2005-01336/BTE y PIGC 495.

Referencias bibliográficas

- Martínez Graña, A.M.; Goy, J.L. & Zazo, C. (2000). Actividad tectónica en el noroeste peninsular, en base a los registros de los depósitos costeros de los últimos 130.000 años (Rías Arosa-Pontevedra, Galicia). *Geotemas*, 1 (4), 263-266.
- Nonn, H. (1969). Evolution géomorphologique et types de relief en Galice Occidentale et Septentrionale. *Revue de Géographie Physique et de géologie dynamique*, XI. 31-50.
- Pannekoek, A. J. (1966). The geomorphology of the surroundings of the Ría de Arosa (Galicia, NW Spain). *Leidse Geol. Mededelingen*, 37. 7-32.
- Pannekoek, A. J. (1970). Additional Geomorphological data on the ría de Arosa, area of western. *Leidse Geol. Mededelingen*, 37, 185-194.
- Vilas Martín, F.; Sopena, A.; Rey, L.; Ramos, A.; Nombela, M.A. & Arche, A. (1991). The Corrubedo beach-lagoon complex, Galicia, Spain: Dynamics, sediments and recent evolution of a mesotidal coastal environment. *Marine Geology*, 97, 391-404.



LA INFORMACIÓN CARTOGRÁFICA EN EL ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA CUENCA DEL RÍO BULLAQUE (CIUDAD-REAL).

J. Muñoz-Rojas (1) y R.M. Carrasco (1)

(1) Dpto. Ingeniería Geológica y Minera, Facultad de Ciencias del Medio Ambiente, Universidad de Castilla-La Mancha. Avda. Carlos III s/n. 45071 - Toledo. Jose.MunozRojas@uclm.es

Abstract (The cartographic information on the geomorphic analysis of the Bullaque river Basin): Approaching a GIS-based analysis of the geomorphic landscape of a medium-sized, mediterranean climate basin on continental Spain (Bullaque river basin, in the Toledo mounts range) is no easy task. Such task is even more complicated when the analysis is based upon primal cartography that is derived from authors that use diverse geological interpreting criteria. The results here shown are a resume of a process of analysis that include: design of a method to delimit the basin at an adequate scale and minimizing the possible errors, definition of the proper scale for both the size of the basin and the scale of the original maps and application of a method to analyze both lithology and relief to define territorial units (litho-morphographic) based upon geomorphic criteria using GIS.

Palabras clave: Unidades lito-morfológicas, Cuencas hidrográficas, SIG, Medios Mediterráneos.

Key words: Litho-morphographic units, Hydrographic basins, GIS, Mediterranean environments.

El objetivo de este trabajo es proceder al ajuste y homogeneización de la cartografía existente en la cuenca del río Bullaque al objeto de hacerla útil para elaborar mapas derivados utilizando técnicas SIG; para poner a punto dicha metodología, se ha elegido como "caso problema" la elaboración de las unidades lito-morfológicas de síntesis.

A partir de los M.D.E adaptados a escalas 1:50.000 y 1:200.000 se realizó la delimitación de la cuenca hidrográfica mediante dos modelos de datos (raster, IDRISI Andes; y vector, ARC-VIEW, VERSIÓN 3.2) y diferentes algoritmos programados (Hec-geoHMS - Extensión de Arc-view- e IDRISI). Una vez cotejados los resultados mediante una superposición simple, las zonas donde el ajuste no era exacto se digitalizaron mediante métodos de fotogrametría digital a partir del estereo-anaglifo o composición de tres colores realizado con un tercer programa (en este caso, un programa de modelizaciones geodinámicas como es MICRODEM).

Igualmente, a partir del M.D.E. (1:25.000) adaptados a la escala de 1:50.000, se obtuvieron las pendientes (unidad de referencia en el análisis morfométrico) las orientaciones, las sombras, y sus valores estadísticos descriptivos representativos de la topografía de la cuenca). Tomando como valor de referencia las categorías de pendientes establecidas por E. Scholz (en Pedraza, 1996) y su relación con las formas, procesos y actividades más comunes en Europa Central, y tras su necesaria adaptación a la zona de estudio se diferenciaron las siguientes clases: plano, inclinado, escarpado, débilmente escarpado y precipicio.

En el caso de cartografía geológica disponible de la cuenca del río Bullaque el análisis de esta dio como resultado su división en dos grandes grupos:

- Cartografía previamente digitalizada y geo-referenciada, disponible por capas de información diferenciadas. Generalmente está ya lista para ser

utilizada directamente aunque puede presentar problemas de codificación que dificulten su lectura y, por tanto, su uso.

- Cartografía que no se encuentra aun digitalizada ni geo-referenciada. siendo necesaria la digitalización previa por parte del usuario final de la misma, lo cual suele generar problemas dado que la pericia del digitalizador puede hacerla variar bastante.

Para la escala final elegida (1:50.000) la única información que *a priori* podía ser de utilidad directa para la elaboración de la cartografía geológica de la cuenca del río Bullaque era aquella correspondiente a la serie 2ª del Magna, que contenía además información de mayor detalle: litología, estructura geológica y cronología

En cuanto a los problemas detectados en dicha cartografía, el primero de ellos se refiere a la codificación; dicho problema deriva del hecho de que cada una de las hojas a escala 1:50.000 haya sido elaborada por un autor/autores diferente, de manera que aunque la litología en sí misma no varíe, sí que lo va a hacer la interpretación de la misma. Esto puede provocar el incorrecto solapamiento de la litología de las diferentes hojas entre sí.

De acuerdo con ello, lo primero fue homogeneizar la codificación de cada unidad litológica y eliminar la información referente a líneas que marcan los límites de hoja. Esta cartografía obtenida a partir de los mapas digitales del MAGNA 1:50.000 presentó una serie de problemas que se detallan a continuación:

- La cuenca del río Bullaque solo puede ser cubierta a partir de esta serie de cartografía (MAGNA, digitalizada) en 1.344,48 Km², lo que representa únicamente el 65,74% de la superficie total de la misma.

- La complejidad de algunas clases, que incluyen diferentes litologías y alternancias, hacen difícil la simplificación. Además los criterios establecidos por los autores de cada hoja, muchas veces debido a la disparidad en el momento de su elaboración, hacen que algunas zonas contiguas no sean coincidentes, presentando diferentes categorías geológicas.

- Existen algunas zonas con la misma litología y depósitos pero que no se solapan correctamente en sus límites.

Respecto a la información geomorfológica de la cuenca del río Bullaque, únicamente se disponía de los esquemas cartográficos que se incluyen en la cartografía geológica de la serie MAGNA. Sin embargo, partiendo del mapa litológico (formaciones superficiales), de la estructura geológica y del mapa de pendientes, se podía elaborar una cartografía lito-morfográfica que sirviera de base para establecer grandes unidades del relieve. Para ello se utilizó la cartografía geológica de síntesis (1:200.000) y el mapa de pendientes obtenido a partir del M.D.E. a escala 1:25.000.

Dado que tanto la escala original del mapa geológico de síntesis, como la del mapa lito-morfográfico de salida debían ser de 1:200.000, hubo que adaptar las pendientes a esta misma escala, cambiando el rango de las isohipsas desde los 20 m a los 100 m de la escala final y también la resolución espacial del *grid* a 200 m. En el mapa obtenido aparece una asociación entre las diferentes clases litológicas y las pendientes de las zonas que ocupa cada clase.

Una vez extraía la pendiente media, máxima y mínima de cada tipo de material, se procede a su reclasificación al objeto de establecer el tipo de pendiente más frecuente para cada tipo de material a la nueva escala y nivel de resolución. En este caso se ha usado el procedimiento de Brabyn (1998) que establece los siguientes rangos: 0-3° (baja-nula); 3-6° (media-baja); 6-9° (media-alta) y >9° (alta-muy alta).

Esta correlación de las litologías con sus pendientes medias, asociada a los grandes conjuntos geomorfológicos de la zona que habían sido descritos a partir de la síntesis geomorfológica

regional existente (González Martín, 1991), nos ha permitido determinar las grandes unidades lito-morfográficas de síntesis, con base en aquellas que se incluían en el esquema geomorfológico regional mencionado.

Finalmente, las unidades lito-morfográficas delimitadas son:

- Crestas de las sierras (Unidad 1). Esta unidad coincide con la cuarcita armoricana (materiales duros las crestas de los relieves apalachenses) y pendientes altas.

- Relieves alomados sobre materiales paleozoicos (Unidad 2). Series de cuarcitas, las pizarras, los conglomerados y las series detríticas inferiores.

- Piedemontes con glaciares y rañas (Unidad 3). En el caso de estas zonas se van a encontrar materiales como las arenas, arcillas, calizas, margas y yesos con pendientes bajas y que sirven de enlace entre las crestas y cuestas apalachenses y los valles labrados por los cursos fluviales.

- Relieves volcánicos (Unidad 4). Asociados a los complejos de Espilitas y Umbría-Pipeta y a los conos volcánicos del campo de Calatrava.

- Fondos de valle y depósitos fluviales (Unidad 5). Conformados por los depósitos aluviales cuaternarios, y con materiales finos como arenas, arcillas y limos.

Agradecimientos: Este trabajo está subvencionado por la JCCM y forma parte de los que realiza JMR encaminados a la elaboración de su Tesis Doctoral bajo la dirección de los doctores Rosa M. Carrasco y Javier de Pedraza.

Referencias bibliográficas

- Brabyn, L. (1998). Classification of macro landforms using GIS, presentado en *SIRC 98 – The 10th Annual Colloquium of the Spatial Information Research Centre University of Otago*, Dunedin, Nueva Zelanda, 16-19 Noviembre 1998.
- González-Martín, J.A. (Coord.) (1991). *Guía de Espacios Naturales de Castilla-La Mancha*. JCCM, Toledo.
- Pedraza, J. (1996). *Geomorfología. Principios, métodos y aplicaciones*. Ed. Rueda, Madrid.



CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA EN EL SECTOR CENTRAL DE ASTURIAS: APROXIMACIÓN A LOS MECANISMOS DESENCADENANTES DE MOVIMIENTOS EN MASA RECIENTES

A. Rodríguez-García (1), A. Cabrera (1), L. González-Menéndez (1) y A. Suárez-Rodríguez (1)

(1) Instituto Geológico y Minero de España. Oficina de Proyectos de León. Av. Real, 1 (Parque Científico de León), 24006 - León. a.rodriguez@igme.es

Abstract (Geomorphological mapping in NW Spain: approximation to the triggering mechanisms of recent landslides): We present a Geomorphological Map located in the central part of Asturias (NW Spain). The bedrock units are Paleozoic and Mesozoic-Tertiary sediments. The most common Quaternary landforms are related to gravitational processes: colluviums, talus screes and landslides. Some of the landslides are located around zones of possible recent tectonic activity (Naranco Mountain). Was it there a seismic cause for the evolution of the landslides and the hillslopes?. In order to test this hypothesis we have studied the hillslope morphology by means of topographic profiles, slope angle maps, relative positions of the landslides, and by considering the bedrock influence. In our preliminary approach most of the hillslope morphologies of the mapped area were formed by climatic events (storms) which triggered the landslides. Nonetheless, in the Naranco zone slight differences in hillslope morphology may indicate a seismic influence.

Palabras Clave: cartografía geomorfológica, movimientos en masa, análisis topográfico, evolución de laderas.

Key Words: geomorphological mapping, landslides, topographic analysis, hillslope evolution.

En este trabajo se presenta la cartografía geomorfológica de la Hoja nº28-IV (Oviedo oeste) a escala 1:25.000 (Rodríguez García y Quintana, *en prensa*), situada en el sector central de Asturias (noroeste de la Península Ibérica). La cartografía geomorfológica realizada ha permitido el estudio detallado de la morfología y distribución de las formas del relieve en la zona estudiada. Para realizar este trabajo se ha hecho un estudio fotogeológico sobre fotografía aérea y ortoimagen, así como observaciones de campo en las formas del relieve más problemáticas. Adicionalmente, se ha tenido en cuenta la información del Mapa Geológico de la Hoja nº28 (Grado) a escala 1:50.000 (Quintana *et al.*, *en prensa*) y del Mapa Litológico de la Hoja nº28-IV (Oviedo oeste) a escala 1:25.000 (Quintana, 1997).

Desde el punto de vista geológico, la zona cartografiada se encuentra en la Unidad de La Sobia-Aramo de la Zona Cantábrica (Bastida y Gutiérrez, 1989). Esta unidad se caracteriza por la presencia de un basamento paleozoico afectado por pliegues y cabalgamientos relacionados, de edad varisca. De forma discordante, sobre el basamento paleozoico y las estructuras variscas, aparecen materiales Mesozoicos y Terciarios con buzamientos subhorizontales. Estos sedimentos más recientes se encuentran en algunas localidades afectados por fallas inversas que son parte de las estructuras alpinas responsables del levantamiento y formación del actual relieve de la Cordillera Cantábrica (Pulgar *et al.*, 1999).

Las formas del relieve destacan por su variedad genética y además, en el caso de las formaciones superficiales, por su extensión y variedad litológica. En general, predominan las formaciones superficiales de ladera, entre las que destacan los coluviones, derrubios, flujos y movimientos en masa complejos. Estos depósitos reposan fundamentalmente sobre las unidades del sustrato

de las que proceden con la frecuente excepción de los movimientos en masa, debido al transporte que han sufrido. Buenos ejemplos de esto son los movimientos en masa de la vertiente sur del Monte Naranco, que enraízan en las Areniscas del Naranco, aflorantes en la cresta, y llegan a alejarse de esta unidad hasta un kilómetro, situándose sobre las margas, arcillas y arenas del Terciario (Rodríguez García y Quintana, *en prensa*).

Las formas fluviales están representadas por las llanuras aluviales de los ríos Nalón, Nora y Llápicos-San Claudio. Estas llanuras presentan anchuras variables en función de la competencia de los materiales que atraviesan. Las terrazas fluviales existentes se encuentran jalonando la llanura aluvial del río Nalón. Debido a la gran presencia de unidades del sustrato carbonatadas son frecuentes las formas kársticas rellenas por materiales de descalcificación. Por último, cabe mencionar a las formas poligénicas. Estas formas, tales como las superficies de erosión, deben relacionarse con formas heredadas de condiciones tectónicas y climáticas antiguas (Rodríguez García y Quintana, *op. cit.*).

En el sector occidental del Mapa Geomorfológico destaca la presencia, en la vertiente sur del Monte Naranco, de derrubios y coluviones asociados a las cabeceras de extensos flujos y movimientos en masa complejos. Existen datos de campo (Quintana, *com. pers.*) que indican la presencia de fallas afectando a los derrubios. Tradicionalmente, a estos derrubios se les ha asignado una edad Pleistoceno superior (Martínez-Álvarez, 1975). Estos datos parecen indicar la relación de los movimientos en masa de la vertiente sur del Monte Naranco con una actividad sísmica reciente. Se plantea pues la hipótesis de que en algunos sectores de la zona estudiada la evolución de las laderas y el origen de algunos movimientos en masa observados pudo, durante

algún periodo de tiempo, haber estado controlada por la actividad sísmica.

El análisis topográfico de algunos sectores de la zona de estudio puede indicar qué mecanismos han sido importantes en la evolución de las laderas (Densmore y Hovius, 2000). Si las laderas han alcanzado su expresión morfológica debido principalmente a episodios de sismicidad (por actividad de las citadas fallas) la distribución de pendientes a lo largo de dichas laderas será uniforme. Esto es debido a que la sismicidad desencadena movimientos en masa en todos los tramos de la ladera, desde los más próximos al cauce hasta las crestas. Por el contrario, si los mecanismos desencadenantes de los movimientos en masa son mayoritariamente debidos a periodos de tormentas la distribución de pendientes no será uniforme y los tramos con máximas pendientes estarán situados preferentemente en la proximidad del cauce (Densmore y Hovius, 2000).

En un análisis preliminar se han realizado cuatro perfiles topográficos en dos sectores de la zona de estudio: dos perfiles en el sector occidental, transversales a la vertiente sur del Monte Naranco y otros dos perfiles en el sector oriental, transversales a los ríos Nalón y Nora. Los perfiles comparados se han realizado en laderas con una distribución de sus propiedades mecánicas similar con el fin de poder normalizar la influencia litológica en los distintos tipos morfológicos de laderas. Los perfiles transversales a los ríos Nalón y Nora muestran que los tramos con pendientes elevadas se sitúan en la proximidad del cauce principal. En la vertiente sur del Monte Naranco, donde se ha planteado la hipótesis del control sísmico en la evolución de las laderas, los perfiles presentan ciertas diferencias respecto a los anteriores: la distribución de las pendientes a lo largo del perfil topográfico o bien tiende a ser más uniforme o los tramos de mayor pendiente se sitúan próximos a la cresta del Monte Naranco.

La información que se deriva del análisis de los perfiles topográficos de estos dos sectores se puede ampliar al conjunto de la zona de estudio analizando el mapa de pendientes realizado a partir de un modelo digital del terreno. En este mapa de pendientes, aunque se observan los dos tipos morfológicos de laderas, existe un claro predominio de las laderas con los tramos de máximas pendientes en las proximidades de los cauces. En este mismo sentido, también se ha realizado un análisis estadístico de la posición en la ladera, respecto a las crestas y cauces principales, de los movimientos en masa. Este análisis muestra que la gran mayoría de los movimientos en masa se sitúan en las proximidades de los cauces. Sin embargo, en la vertiente sur del Monte Naranco se vuelven a encontrar ciertas diferencias respecto al resto de la zona: los movimientos en masa, a parte de

desarrollar mayores dimensiones, se sitúan en los tramos superiores de las laderas.

No obstante, existen algunas dificultades que es preciso mostrar. A pesar de haber considerado la influencia litológica en los diferentes tipos morfológicos de laderas, es necesario ampliar la zona de estudio para realizar este análisis en laderas con distribuciones litológicas idénticas. Por otra parte, la ampliación de la zona de estudio, también permitirá contar con laderas drenadas por cursos fluviales del mismo orden. Este condicionante permitirá analizar laderas con el mismo tiempo de exposición a un supuesto encajamiento que progrese desde la línea de costa.

Teniendo en cuenta el análisis topográfico de la cartografía presentada y los anteriores condicionantes podemos exponer una propuesta preliminar:

1. La evolución de las laderas en la zona estudiada parece haber sido controlada principalmente por factores climáticos (periodos de tormentas) que serían los responsables de la distribución de pendientes observada y los desencadenantes de la mayoría de los movimientos en masa.
2. En sectores concretos, como en la vertiente sur del Monte Naranco, existen algunos indicios de una posible actividad sísmica reciente. Estos indicios junto con la distribución de pendientes en las laderas de dicho sector parecen apoyar la hipótesis de que la actividad sísmica ha sido un factor que ha influido en la evolución de las laderas y ha desencadenado algunos de los movimientos en masa de la vertiente sur del Monte Naranco.

Referencias bibliográficas

- Bastida, F. & Gutiérrez, G. (1989): Síntesis cartográfica de las unidades occidentales de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, 18, 117-125.
- Densmore, A. L. & Hovius, N. (2000): Topographic fingerprints of bedrock landslides. *Geology*, 28, 371-374.
- Martínez Álvarez, J. A., Gutiérrez Claverol, M. & Torres-Alonso, M. (1975): *Memoria y Mapa Geológico de España de la Hoja nº28 (Grado) a E 1:50.000*. 2ª serie-1ª edición MAGNA. IGME, 49 pp.
- Pulgar, J.A., Alonso, J. L., Espina, R. G. & Marín, J. A. (1999): La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, 21, 283-294.
- Quintana, L. (1997): *Memoria y Mapa Litológico de la Cartografía Temática Ambiental de la Hoja nº28-IV (Oviedo oeste) a E 1:25.000*. INDUROT-Universidad de Oviedo., 6-11.
- Quintana, L., Alonso, J.L. & Rodríguez Fernández, L.R. (en prensa): *Mapa Geológico de España de la Hoja nº28 (Grado) a E.1:50.000*. 2ª serie-2ª edición MAGNA. IGME.
- Rodríguez García, A. & Quintana, L. (en prensa): *Mapa Geomorfológico de la Hoja nº28-IV (Oviedo oeste) a E1:25.000*. IGME.



NUEVOS MAPAS GEOMORFOLÓGICOS Y DE PROCESOS ACTIVOS EN EL NOROESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA: FOZ (NORTE DE LUGO)

A. Rodríguez-García (1), A. Suárez-Rodríguez (1), A. Cabrera (1) y L. González-Menéndez (1)

(1) Instituto Geológico y Minero de España. Oficina de Proyectos de León. Av. Real, 1 (Parque Científico de León). 24006 - León. a.rodriguez@igme.es

Abstract (New Geomorphological and Active Processes maps in NW Spain): A new geomorphological mapping project has been developed in Spain the last years. This Project open out the geomorphological information in two independent main maps: Geomorphological and Active Processes maps. In the Geomorphological Map, landforms are represented on a 1:50.000 scale including a genetic and cronological legend. In the case of the Active Processes Map we include a valoration of attention level. There is also an unique symbol relation for the mapping representation. These maps are currently an important groundwork of immediate application and indispensable for any research of regional nature. In this work we present the Geomorphological and Active Processes maps of Foz (NW Spain).

Palabras clave: representación cartográfica, mapa geomorfológico, mapa de procesos activos, norte de Lugo.

Key words: mapping representattion, geomorphological map, active processes map, northern Lugo.

Durante los últimos años el Instituto Geológico y Minero de España se encuentra desarrollando un nuevo proyecto de cartografía geomorfológica a escala 1:50.000. Este nuevo proyecto cartográfico pretende aportar una información geomorfológica actual de aplicación técnica inmediata a la vez que indispensable para investigaciones científicas de carácter regional.

En este trabajo se presenta una de las primeras hojas realizadas en el marco de este nuevo proyecto cartográfico: los mapas Geomorfológico y de Procesos Activos de la Hoja nº9 (Foz) (Rodríguez García, *en prensa*), situada en el norte de Lugo (noroeste de la Península Ibérica). Para ello se enmarcará geomorfológicamente el área cartografiada y, posteriormente, se describirán los componentes de los mapas Geomorfológico y de Procesos Activos.

El relieve de la Hoja de Foz ha sido originado por distintos procesos geodinámicos externos, entre los que destacan por su importancia los fenómenos de evolución de laderas, la dinámica fluvial, los procesos poligénicos y la dinámica litoral. Desde el momento en el que el relieve comenzó a ser modelado, los procesos geomorfológicos han estado controlados fundamentalmente por dos factores: las características del sustrato y las condiciones climáticas.

El origen del relieve de la zona estudiada debe buscarse en primer lugar en la composición y estructura del sustrato. La distinta composición de las rocas del sustrato, constituidas fundamentalmente por rocas sedimentarias silíceas (areniscas, pizarras y cuarcitas) y rocas graníticas ácidas ha determinado en buena parte la disposición del modelado en el que destacan los relieves diferenciales de la Sierra del Alto de Toxeiras o la depresión de Valadouro.

La estructura del sustrato se debe en gran parte a la deformación que levantó la Cordillera Varisca.

Aunque esta cordillera fue desmantelada en pocos millones de años, su estructura ha determinado en buena parte el trazado de la red hidrográfica. Sin embargo, el acontecimiento estructural decisivo está en relación con la orogenia alpina. Durante el Paleoceno-Eoceno, el margen continental septentrional de la placa Ibérica comenzó a deformarse como resultado de su convergencia con la placa Euroasiática (Boillot y Malod, 1988). Este proceso dio lugar a la elevación de varios bloques del zócalo varisco, lo que resultó en el rejuvenecimiento del relieve. En la zona estudiada, la deformación alpina puede ser considerada como un proceso reciente ya que, en la cuenca fluvial de la depresión de Valadouro, materiales del basamento paleozoico se encuentran cobijando a depósitos de edad Pleistoceno (Rodríguez García *et al.*, 2006).

Por otra parte, desde el momento en que el relieve comenzó a ser modelado, los procesos geodinámicos externos que han actuado han variado, a lo largo del tiempo, en relación con los cambios climáticos. Así, es posible encontrar en el actual modelado rasgos morfológicos heredados, tales como las superficies de erosión del Monte das Cavelas o de la Sierra del Alto de Toxeiras.

El origen de la morfología litoral se relaciona con las importantes oscilaciones en el nivel del Mar Cantábrico que se han sucedido desde el Terciario hasta la actualidad. La presencia en el borde costero de un relieve prácticamente plano y suavemente inclinado hacia el mar ha sido relacionado con el reajuste isostático derivado del desmantelamiento de la Cordillera Varisca, el rejuvenecimiento del relieve alpino y la disminución en el volumen de los océanos consecuencia de las glaciaciones cuaternarias (Mary, 1983 y Flor, 1983).

El Mapa Geomorfológico de la Hoja de Foz trata de representar el relieve agrupando información de los dominios morfoestructurales, unidades litológicas, formas erosivas y formaciones superficiales. La realización del Mapa Geomorfológico va

intrínsecamente unida al Mapa Geológico y como novedad, la realización del nuevo Mapa Geomorfológico incorpora una base morfoestructural y litológica extraída de una síntesis del Mapa Geológico. Todos los elementos del mapa se han representado según la simbología establecida en la "Guía para la Elaboración del Mapa Geomorfológico de España a escala 1:50.000" (Martín-Serrano *et al.*, 2004).

La leyenda se estructura a modo de tabla de doble entrada en la que todas las formas cartografiadas se organizan según su génesis principal y su cronología. Junto a esta leyenda se sitúa una breve descripción litológica de las formaciones superficiales. A continuación se sitúa una relación de símbolos litológicos y geomorfológicos. En la primera relación se aporta información del sustrato mientras que en la segunda se agrupan las formas geomorfológicas según los distintos sistemas morfogénéticos.

En la parte inferior de la hoja se sitúan los Cortes Geomorfológicos cuya función es destacar los niveles de referencia fundamentales, tales como las superficies de erosión o las terrazas fluviales.

En el margen derecho de la Hoja se sitúan los esquemas. En la parte superior aparece el Esquema Morfoestructural a escala 1:1.000.000, destacando las características morfológicas y estructurales más relevantes del contexto regional. A continuación se encuentra el Esquema de Unidades Morfogénicas a escala 1:200.000, delimitando áreas caracterizadas por uno o más procesos a los que pueden atribuirse las características fundamentales del modelado. En la parte inferior se observa el Bloque Diagrama Orográfico que pretende mostrar a escala 1:200.000 una visión panorámica general en tres dimensiones de los principales rasgos orográficos.

En el Mapa de Procesos Activos se representan, por un lado, los procesos con actividad geodinámica reciente y, por otro, una valoración del grado de intensidad de la actividad sísmica, de la edad de las actividades neotectónica y volcánica y del grado de atención propuesto de los procesos de ladera, erosión, inundación-sedimentación y aquellos asociados a determinadas litologías. Al igual que en el Mapa Geomorfológico, todos los elementos del mapa se representan según la simbología establecida en la "Guía para la Elaboración del Mapa Geomorfológico de España a escala 1:50.000" (Martín-Serrano *et al.*, 2004).

La leyenda se estructura en sistemas de procesos y, a modo de tabla, en cada uno de ellos se disponen en filas los distintos tipos de procesos y en columnas el grado de intensidad, de edad o grado de atención según el sistema de que se trate.

Al igual que en el Mapa Geomorfológico, en el margen derecho de la Hoja se sitúan los esquemas. En la parte superior aparece el Esquema de Situación Geográfica a escala 1:1.000.000. A continuación se encuentra el Esquema Climático Regional a escala 1:1.000.000 en el que se muestran los niveles medios de precipitaciones y temperaturas registrados en el entorno de la Hoja. En la parte inferior se representa el Esquema de Actividad Sísmica a escala 1:200.000, observándose la intensidad y magnitud de la actividad sísmica registrada.

Por último, se debe mencionar que el objetivo final de este nuevo proyecto cartográfico es el de establecer una norma general de trabajo que permita tanto la edición de la cartografía como la incorporación de la misma a un Sistema de Información Geográfica (Implemental Systems, 2007). En la nueva edición del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 el Mapa Geomorfológico se publicará en formato papel junto con el Mapa Geológico mientras que el Mapa de Procesos Activos se editará en CD.

Referencias bibliográficas

- Boillot, G. & Malod, J. (1988): The north and north-west Spanish continental margin: a review. *Rev.Soc. Geol. Esp.*, 1 (3-4), 295-316.
- Flor, G. (1983): Las rasas marinas: ensayos de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología*, 13, 65-81.
- Implemental Systems (2007): *Procedimiento de digitalización de la Cartografía MAGNA 1.50.000. Mapa Geológico. Mapa Geomorfológico. Mapa de Procesos Activos*. Instituto Geológico y Minero de España, 146 pp. (Documento interno).
- Martín-Serrano, A., Salazar, A., Nozal, F. & Suárez Rodríguez, A. (2004): *Mapa Geomorfológico de España. Escala 1:50.000. Guía para su elaboración*. IGME, 128 pp.
- Mary, G. (1983): Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, 13, 3-35.
- Rodríguez García, A. (en prensa): *Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos de la Hoja nº9 (Foz) a E 1:50.000*. Serie MAGNA. IGME.
- Rodríguez García, A., Quintana, L., González Menéndez, L. & Suárez Rodríguez, A. (2006): Neotectónica en el norte de Galicia: Falla inversas de actividad cuaternaria en la cuenca fluvial del alveolo de Alfoz, Lugo. *Geogaceta*, 40: 23-26.



LA DINÁMICA ACTUAL DEL BAJO RÍO GÁLLEGO (DEPRESIÓN DEL EBRO) Y LA INFLUENCIA DEL SUSTRATO CUATERNARIO

V. Rubio Fernández (1), J.L. Peña Monné (2), L.A. Longares Aladrén (2) y A. Galán Saulnier (3)

(1) Dpto. de Geografía. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad Autónoma de Madrid. Cantoblanco 28049 virginia.rubio@uam.es

(2) Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad de Zaragoza 50009. jlpena@posta.unizar.es lalongar@unizar.es

(3) Dpto. de Arquitectura y Tecnología de Sistemas Informáticos. Facultad de Informática. Universidad Politécnica. Madrid. almudena.galan@fi.upm.es

Abstract (The current fluvial dynamic of the low Gallego river (Ebro basin) and the influence of the quaternary substrate.
The interest of this project is mainly based on the behavior of the River Gallego and its 30 km of water flowing before the River Ebro. In spite of it being a low port its due to its dynamic aspect especially its morphological sandbanks. The special influence of its quaternary substratum, strongly affected by the deformations that miocenes gypsum has led to changes in its route, in the materials being transported and in its dynamic behaviour with notable changes in the ebb and the flow of its waters.

Palabras clave: Depresión del Ebro, Terrazas fluviales, subsidencias kársticas, barras fluviales.

Key words: Ebro Basin, fluvial terraces, karstic subsidences, fluvial bars

Introducción

Se estudia la dinámica actual del río Gállego y su relación con el sustrato cuaternario en los 30 km anteriores a su confluencia con el río Ebro. Al alcanzar la depresión del Ebro, el río discurre entre las series detríticas terciarias, pero a partir de Zuera aparecen las series yesíferas del centro de la cuenca sedimentaria neógena, sector en el cual se ha generado el máximo desarrollo de las acumulaciones cuaternarias (Benito, 1989; Sancho et al, 2004).

Los materiales que componen este sector central de la cuenca del Ebro son arcillas y facies evaporíticas pertenecientes a la Fm. Zaragoza (Quitantes, 1978) o *Unidad Tectosedimentaria T5* (Pardo et al, 2004). Gran parte de estos sedimentos terciarios han quedado cubiertos por grandes masas de acumulaciones cuaternarias depositadas por el río principal y los pequeños afluentes circundantes a la depresión.

Objetivos y metodología

El objetivo fundamental de esta investigación radica en el funcionamiento dinámico especial del curso bajo. Los rasgos más peculiares que definen actualmente al río son:

-Terrazas fluviales cuaternarias deformadas y con grandes espesores al estar situadas sobre yesos neógenos. Así mismo los sedimentos de dichas terrazas contienen abundante material fino y turba,

-el río Gállego ha sufrido cambios importantes en su dinámica desde las últimas décadas.

- Aparece una reactivación de la dinámica fluvial con aumento de la meandrización que parece no corresponder sólo a un dinamismo hidrológico.

- Aumento de la capacidad de incisión en los últimos años.

La metodología utilizada se basa en dos escalas temporales de observación como:

- estudios evolutivos del río a través de fotogramas de 1927 (Confederación Hidrológica del Ebro), fotogramas del vuelo americano de 1957 y utilización de ortoimagen en color del Ayuntamiento de Zaragoza del año 2004 (escala 1:8.000) y

- la realización de una cartografía evolutiva reciente (2004-2005) a escala 1:4.000 que nos ha ayudado a alcanzar el principal objetivo: conocer el funcionamiento del río Gállego en los eventos de crecida y la dinámica de sus barras fluviales. Esta cartografía se ha podido realizar gracias a la existencia de una crecida en septiembre de 2004 que marcó unos cambios en la disposición morfológica de suficiente importancia como para poder ser comparados con las ortoimágenes obtenidas unos meses antes a la crecida.

La influencia del sustrato cuaternario

Uno de los puntos más problemáticos del trabajo es la karstificación de los yesos del sustrato terciario; transmitiéndose a las acumulaciones cuaternarias situadas sobre ellos en forma de subsidencias y colapsos. Por esta razón hay que tener en cuenta la complejidad para situar los niveles cronológicamente, ya que no tienen porqué coincidir la edad de formación del nivel (es decir la topografía del lecho fluvial) con la edad de los materiales que lo componen, pues pueden pertenecer a acumulaciones fluviales anteriores.

Además de las grandes deformaciones que tiene los depósitos cuaternarios, existen otros menores que han generado morfología kárstica de tipo dolina, producida por el propio funcionamiento del río como la karstificación intraestatal o subyacente (Ford y Willimas, 1989). Los rellenos de estas depresiones

kársticas están formados por materiales finos margo-arcillosos y limosos propios de un ambiente sedimentario de llanuras de inundación. También es interesante constatar la existencia de turberas en el río Gállego formadas a lo largo de esta evolución cuaternaria (Valero et al, 2004). Debido a las características encajadas del sistema de terrazas éstas actúan como sustrato de la evolución reciente del río y juegan un importante papel en su dinámica fluvial.

El funcionamiento fluvial del Bajo Gállego

Se eligieron las dos zonas que presentaban mejores características para demostrar la hipótesis evolutiva: La Peña del Cuervo (Fig. 1) y los meandros del Hospitalico en las que se realizó una cartografía a escala 4.000 y perfiles transversales detallados de barras fluviales.



Fig. 1. Barras fluviales de los meandros de Peña El Cuervo

A pesar de tratarse de un curso bajo fluvial, el río transporta (incluso en la actualidad) principalmente gravas en los momentos de crecida formando estructuras fluviales que corresponden al tipo trenzado o braided y con barras de meandro o point bar. El río ha pasado de sedimentar en un lecho amplio en los años 50 a concentrar su drenaje en un canal principal con fuerte incisión lineal (entre 3 y 9 m en los últimos 10 años). Las causas de este cambio reciente en la dinámica del río Gállego (procesos de incisión del lecho, alteración de la geometría del canal, socavación de las márgenes, etc.) habría que buscarla en la fuerte actividad antrópica tales como embalses, extracción de áridos, estrechamiento del cauce mediante defensas laterales, etc. El cauce mantuvo en épocas anteriores un trazado con una amplia llanura aluvial con inundaciones frecuentes; sin embargo, en la actualidad el desarrollo de un sistema braided restringido en las últimas décadas ha permitido la consolidación de la vegetación en las zonas menos afectadas por las inundaciones, creándose los grandes sotos que caracterizan hoy a este río.

En términos generales, la actividad fluvial de las barras se produce en fases de crecida de poca envergadura, que funciona con canales semibraided, que adoptan disposición de barras lobuladas longitudinales. Pero luego el río, al perder caudal, corta transversalmente las barras para adoptar trazado nuevamente meandriforme. En este último aspecto, es donde seguramente tiene un papel más efectivo la presencia de sedimentos blandos y turberas que aparecen como sustrato cuaternario, que son fuertemente sobreexcavadas por el río en estos momentos creando la parte cóncava del meandro y formando barras de point bar.

Conclusiones

El río Gállego tiene en su curso bajo un funcionamiento particular. Por una parte, en momentos de crecida se comporta como un curso braided, recuperando su dinámica antigua original, pero en aguas bajas el canal de estiaje pasa a una un dispositivo meandriforme.

Los procesos de incisión de los últimos años han alcanzado al sustrato cuaternario deformado y con depresiones kársticas, a veces turberas. Estos materiales cuaternarios son los que dirigen gran parte de los meandros actuales el río y los cambios constantes de pendiente que se aprecian en su cauce.

Referencias bibliográficas

- Benito, G., Pérez-González, A., Gutiérrez, F. & Machado, M.J. (1998): River response to Quaternary subsidence due to evaporite solution (Gallego River, Ebro Basin, Spain). *Geomorphology*, 23, 243-253.
- Benito, G., Pérez González, A., Gutierrez, F. & Machado, M.J. (1998): River response to Quaternary subsidence due to evaporite solution (Gállego River, Ebro Basin, Spain). *Geomorphology*, 23, 243-253.
- Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Urbez, M. & Villena, J. (2004): La Cuenca del Ebro. En: *Geología de España* (J.A. Vera Ed.). SGE e IGME, 533-543. Madrid
- Rubio, V. (1995). *Dinámica fluvial del Río Ara (Pirineo Aragonés)*. Tesis Doctoral Inédita. Universidad Autónoma de Madrid, 615 pp.
- Rubio, V. & Fernández, A. (1998). Dinámica fluvial de un río de montaña pirenaico y su interrelación con las comunidades vegetales. *Estudios Geográficos*, LIX, nº 232, 539-550.
- Sancho, C., Peña, J.L., Benito, G., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2005). Descargas glaciares, aluvionamiento y karstificación en la cuenca del río Gállego (Pirineos y depresión del Ebro). En: *Cuaternario mediterráneo y doblamiento de homínidos* (Rodríguez-Vidal, J. et al Eds.); VI Reunión Cuaternario Ibérico, Gibraltar, 33-34.
- Valero, B.L., González, P., Navas, A., Machín, J. Delgado, A., Peña J.L. Sancho, C., Stevenson, T. & Davis, B. (2004). Paleohydrological fluctuations and steppe vegetation during the last glacial maximum in the central Ebro valley (NE Spain). *Quaternary International*, 122, 43-55.

Índice por Sesiones

Conferencias Invitadas

De Vernal, A. <i>Sea-ice in the climate ocean system during the Late Quaternary</i>	7
Hillaire-Marcel, C. <i>Las inestabilidades de la circulación termohalina del Atlántico Norte: lecciones del pasado</i>	9

Sesión 1: Ambientes, secuencias y evolución de valles fluviales durante el Cuaternario

Azañón, J.M., Azor, A.; de Justo Alpañés, J.L.; Martín-Rosales, W.; Mateos, R. y Pérez-Peña, V. <i>Deslizamientos e inundaciones cuaternarias en la cuenca vertiente del río Darro: la génesis del Tajo de San Pedro (La Alhambra, Granada)</i>	13
Benito, G., Grodek, T., Enzel, Y., Porat, N., Jacoby, J., Dahan, O., Van Langenhove, G., Seely, M. y Botero, B. <i>Hidrología de paleocrecidas en el río Kuiseb (Namibia) y sus implicaciones en la recarga de acuíferos</i>	15
Blanco, J.A.; Nespereira, J. Yenes, M. <i>Cartografía del entorno urbano de la ciudad de Salamanca e implicaciones en la evolución geomorfológica fluvial de la zona</i>	17
Garzón, G. y Garrote, J. <i>Morfoestructura de los grandes ríos ibéricos a partir de la generación de superficies polinómicas y su significado evolutivo</i>	19
Mateos, R.M. y Azañón, J.M. <i>Dinámica de ladera en la vertiente costera de la Sierra de Tramontana de la Isla de Mallorca desde el Pleistoceno superior</i>	21
Ortega, J.A. y Garzón, G. <i>Significado de las inundaciones en la cuenca del río Guadiana en relación con mecanismos climáticos y su variabilidad y la influencia de los cambios recientes en el clima</i>	23
Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Azor, A. y González-Lodeiro, F. <i>Análisis de la erosión diferencial producida en las sub-cuencas de Guadix y Baza a partir de la reconstrucción del relieve en el Pleistoceno superior</i>	25
Ruiz Fernández, J. y Poblete Piedrabuena, M.A. <i>Características hidrodinámicas y sedimentológicas de la cuenca alta del río Cares durante el Cuaternario (Picos de Europa, NW de España)</i>	27
Rubio Fernández, V., Peña Monné, J.L.; Longares Alardeen, L.A. y Galán Saulnier, A. <i>La dinámica actual del Bajo Río Gállego (Depresión del Ebro) y la influencia del sustrato cuaternario</i>	237
Sancho, C., Peña, J.L., Benito, G., Lewis, C., McDonald, E. y Rhodes, E. <i>Datos cronológicos del sistema de terrazas Pleistoceno medio-superior en la Cuenca del Río Gállego (Pirineos, Depresión del Ebro)</i>	29
Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E., Rhodes, E., Puedo, E.L. y Gosse, J. <i>Cronología del sistema de terrazas cuaternarias en la Cuenca del Río Cinca (Pirineos y Depresión del Ebro)</i>	31
Sancho, C., Rhodes, E., Peña, J.L., Muñoz, A., McDonald, E., Benito, G. y Longares, L.A. <i>Cronología del registro aluvial Pleistoceno superior-Holoceno de la depresión de la Bárdena Blanca (Navarra)</i>	33
Tanarro, L.M. y J. Muñoz Jiménez. <i>El sistema de terrazas modelado por el río Duratón y afluentes en la subfosa terciaria de Sepúlveda-Ayllón (Segovia)</i>	35

Sesión 2: Ambientes y secuencias continentales durante el Cuaternario

Acaso, E., Centeno, J. y Moya-Palomares, M.E. <i>Indicios de un glaciar de montera (ice field) en el Alto Gredos (Ávila)</i>	39
Aranburu, A., Ortega, A.I., Iriarte, E., Dorado, M., Valdeolmillos, A., Ruiz Zapata, M.B. y Arsuaga, J.L. <i>Estratigrafía endokárstica pleistocena de la Sierra de Atapuerca (Burgos): datos geoambientales desde la Sala de los Cíclopes</i>	41
Carrasco, R.M. y Pedraza, J. <i>El glaciarismo de la Sierra de Béjar (Gredos Occidental): nuevas aportaciones</i>	43
Delgado, L. <i>Edades U/Th de los travertinos del Cuaternario reciente de la Cuenca de Tabernas, Almería (SE de España) y sus implicaciones en la evolución geodinámica y paleoambiental</i>	45
Galve, J.P., Gutiérrez, F., Bonachea, J., Remondo, J., Guerrero, J., Lucha P. y Cendrero, A. <i>Desarrollo y validación de modelos probabilísticos de susceptibilidad por dolinas en el karst evaporítico del Valle del Ebro</i>	47
Luzón, A., Pérez, A., Soriano, M.A. y Pocoví, A. <i>Relleno sedimentario de paleodolinas pleistocenas en la cuenca del Ebro (España): evidencias de deformación sinsedimentaria</i>	49
Martin-Gracia, R., Alonso-Zarza, A.M., Martin-Perez, C. <i>La diagénesis en los espeleotemas de la Cueva de Castañar de Ibor (Cáceres): un ejemplo reciente de diagénesis subaérea</i>	51
Murelaga, X., Bailon, S., Castaños, P., López Quintana, J.C., Guenaga Lizasu, A., Sáez de Lafuente, X. y Zubeldia, H. <i>La fauna de vertebrados del dolmen de Errekatxuetako Atxa (Holoceno) (Zeanuri, Bizkaia)</i>	53
Peña, J.L., de Dapper, M., Constante, A., de Vliegheer, B. y Pavlopoulos, K. <i>Paisajes kársticos de la región central de la Isla de Eubea (Grecia)</i>	55
Turu, V., Peña-Monné, J.L., Ros, X., Martí-Bono, C. y Constante-Orrios, A. <i>Prospección geofísica y geomecánica de la ribera de Biescas (Pirineos Centrales): estructura del relleno sedimentario del fondo del valle glaciar</i>	57
Turu, V., Serrano, E., Ros, X. y González-Trueba, J.J. <i>Prospección geofísica y geomecánica del valle del Trueba (Cordillera Cantábrica): estructura del relleno sedimentario del fondo del valle glaciar</i>	59
Vidal-Romani, J.R., De Uña Álvarez, E., Fernández-Mosquera, D., Carignano, C. y Sanjurjo-Sánchez, J. <i>Procesos de alteración y generación del relieve en la Pampa de Achala (Sierra Grande de Córdoba, República Argentina)</i>	61
Zubeldia, H., Murelaga, X., Bailon, S., Aguirre, M. y Sáez de Lafuente, X. <i>Microvertebrados del Pleistoceno superior del yacimiento de Antoliñako Koba (Gauteguiz-Arteaga, Bizkaia)</i>	63

Sesión 3: Ambientes, secuencias litorales y Cambios del Nivel del Mar.

Álvarez-Iglesias, P., Pérez-Arlucea, M. y Rubio, B. <i>Evolución de la zona intermareal de la Ensenada de San Simón (Ría de Vigo, NO España) durante el Holoceno</i>	67
Abad, M., Cáceres, L.M.; Rodríguez-Vidal, J.; Ruiz, F.; López-González, N.; Chamorro, S.; Bernal, D. y Ramos, J. <i>Rasgos morfológicos y bioerosivos en un alto nivel marino del Pleistoceno medio: el abrigo arqueológico de la Cabililla de Benzú (Ceuta)</i>	69
Alcantara-Carrio, J.; Fontán, A.; Cólliga, L.; Álvarez, J.A.; Poveda, J.M. y Peña, M.A. <i>Determinación geofísica del espesor de arenas en la Reserva Dunar de Maspalomas, (Sur de Gran Canaria, Islas Canarias)</i>	71
Barnolas, A., Perucha, M.A., Antón-López, L. y Sevillano, A. <i>Morfología sedimentaria relictas de los procesos fluviales y costeros recientes en el Delta del Ebro</i>	73
Fernández-Puga, M.C., Fernández-Salas, L.M., Díaz del Río, V., Sanz, J.L., Sayago, M. y Palomino-Cantero, D. <i>Barras y ondulaciones holocenas en la plataforma continental de Tarragona (NE Península Ibérica)</i>	75
Mediato, J.F., Santisteban, J.I., Mediavilla, R. y Dabrio, C.J. <i>Sedimentación y variaciones del nivel del mar en la costa de Castellón durante el Holoceno</i>	77
Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J., Weber, O., Jouanneau, J.M., Martín-Rubio, M. y Murelaga, X. <i>Foraminíferos bentónicos y ambientes deposicionales holocenos en la marisma de Busturia (Reserva de la Biosfera de Urdaibai, Costa vasca)</i>	79
Rodríguez-Vidal, J. <i>Los modelados litorales como instrumento de correlación regional en las costas del Estrecho de Gibraltar</i>	81
Usera, J., Alberola, C. y Brito, J.M. <i>Foraminíferos holocenos de tres sondeos de la Albufera de Valencia (Valencia, España)</i>	83

Sesión 4: Geoarqueología, Prehistoria y Poblamiento humano

Adán, G.E., Cid, R.M ^a , García, A., García, R., Ibáñez, C., Rodríguez, L., Arbizu, M., Carretero, J.M., Álvarez, D., y Palacios, X. <i>Madrebona: Los enterramientos tardoantiguos de la cueva de L'Alborá (Perlorá, Asturias)</i>	87
Adán, G.E., García, M., Álvarez-Laó, D., Arbizu, M. y Arsuaga, J.L. <i>La transición Paleolítico medio/superior en la Cueva del Conde (Santo Adriano, Asturias): el nivel 20^a</i>	89
Báñez, S. y Pérez-González, A. <i>Patrones de aprovechamiento minero prehistórico del sílex de Casa Montero (Vicálvaro, Madrid)</i>	91
Barral, M.A., Recio, J.M., Serrano, I. y Borja, F. <i>Propuesta de clasificación de Facies de Tell urbano en el casco histórico de la Ciudad de Sevilla (SW España)</i>	93
Bartolomé, M., López Plaza, S., Alonso Gavilán, G. y Bécares Pérez, J. <i>Yacimiento calcolítico del Alto del Quemado (Salamanca y Ávila): procedencia de la industria lítica y su entorno geológico</i>	95
Borja, F. y Barral, M.A. <i>Aproximación a la evolución post-romana del sector occidental de la Vega Urbana de Sevilla</i>	97
Borja, F. y Borja, C. <i>Geoarqueología urbana de Sevilla. Evolución de la vaguada del arroyo Tagarete durante el Holoceno (Ilanura aluvial del Guadalquivir)</i>	99
Borja, F., Hunt M., Ubera, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Barral, M.A., Llergo López, Y. y Borja, C. <i>El registro Holoceno del estuario del Guadalquivir en el área de Sevilla: aproximación geoarqueológica</i>	101
Díez, C., Navazo, M. y Alonso, R. <i>La gestión de los recursos en los asentamientos musterienses de la Ermita y Millán (Hortigüela, Burgos)</i>	103
Fernández Irigoyen, J. y Ruiz-Fernández, J. <i>Prospección arqueológica de las terrazas fluviales del río Sella. La industria lítica del Modo 2 del yacimiento al aire libre del Caxili (Parres, Oriente de Asturias)</i>	105
García, M.S., Grau, E. y Ros, M.M. <i>Paisaje y gestión de los recursos vegetales en la costa de Mazarrón (Murcia) según el antracoanálisis de Punta de los Gavilanes</i>	107
García Moreno, A. <i>Insolación y estacionalidad: la insolación como condicionante en los modelos de ocupación del territorio paleolíticos</i>	109
Jiménez-Sánchez, M., Ruiz Zapata, B., Gil, M.J., Camino, J., Estrada, R., Viniegra, Y., Martos, E. y Domínguez Cuesta, M. J. <i>Geoarqueología en la Cordillera Cantábrica: primeros datos paleoambientales del campamento romano de la Vía Carisa (Asturias, Noroeste de España)</i>	111
Jordá Pardo, J.F., Baena Preysler, J., García-Guinea, J., Carral González, P., Correcher Delgado, V., Sánchez-Muñoz, L. y Yravedra Sainz de los Terreros, J. <i>El registro sedimentario pleistoceno de la Cueva del Esquilleu (Picos de Europa, Norte de España): una visión geoarqueológica</i>	113
López, M., Silva, P.G., Alcalde, R., Cuartero, F., Expósito, A., Lázaro, A., González, F.M., Manzano, I., Martín, D., del Moral, B., Morín, J., Sánchez, F., Simón, G. y Tapias, F. <i>Los yacimientos paleolíticos del 12 de octubre y Villaverde-Barrio de Butarque (Madrid) y su contextualización geológica en el Valle Inferior del Río Manzanares</i>	115
Niembro, M.C., Jiménez-Sánchez, M. y Adán, G.E. <i>Geoarqueología en monasterios medievales: San Salvador de Cornellana (Asturias, Noroeste de España)</i>	117
Polo Díaz, A. y Fernández Eraso, J. <i>Aportaciones de la micromorfología a la determinación de los rediles prehistóricos en el Alto Valle del Ebro: el caso del Neolítico de los Husos II (El Villar, Álava)</i>	119
Rodríguez, X.P., Fábregas, R., Lazuén, T., de Lombera, A., Pérez, A., Peña, J.A., Rodríguez, C., Terrallidos, M., Ameijenda, A. y Doperto, A. <i>La depresión de Monforte de Lemos (Lugo, Galicia). Yacimientos paleolíticos inéditos en el noroeste Peninsular</i>	121
Sánchez-Moral, S., Cañaveras, J.C., Lario, J., Cuezva, S., Silva, P.G., de la Rasilla, M. y Fortea, J. <i>Caracterización del relleno sedimentario de la galería del osario (Cueva de El Sidrón, Asturias, España)</i> ..	123
Tapias Gómez, F., Dorado Pilar, J.A. y Gorosarri Rodríguez, J. <i>Ambientes y secuencias de depósitos cuaternarios asociados al valle del antiguo Arroyo Abroñigal (Cuenca del Manzanares, Madrid)</i>	125
Uzquiano, P., Arbizu, M., Arsuaga, J.L. y Adán, G.E. <i>Resultados antracoanalíticos de la Cueva de El Conde (Asturias): niveles de transición paleolítico medio/superior</i>	127

Sesión 5: Tectónica y Vulcanismo Cuaternarios: Paleosismicidad y procesos volcánicos

Azañón, J.M., G. Booth-Rea, J.M. Martínez-Martínez, V. Pérez-Peña. <i>Actividad tectónica durante la época medieval y romana en la Cuenca de Granada (la Falla de la Malaha)</i>	131
Becerra, R., Guillén, C. y Dóniz, J. <i>Erupción basáltica fisural al NE del volcán monogénico de Orchilla, El Hierro, Canarias. Caracteres geomorfológicos</i>	133
Calmel-Ávila, M. <i>Tectónica activa y firmas morfológicas en el tramo medio de la fosas del río Guadalentín</i>	135
Dóniz, J., Romero, C., Coello, E., Guillén, C., García-Cacho, L., García, A. y Sánchez, N. <i>Morfometría, morfología, tectónica y distribución espacial de los volcanes monogénicos del estratovolcán del Pico Viejo (Tenerife, España)</i>	137
Fernández, P., Tejero, R., Rájado, M. y Babin, R. <i>Aplicación del análisis geomorfológico al estudio de la deformación en una zona intraplaca</i>	139
Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Uribebarrea, D., Béjar, M., Martínez-Díaz, J.J. y González-Casado, J.M. <i>Evolución espacial y temporal de la deformación cuaternaria en la Cuenca de Madrid</i>	141
González, E.; Gosálvez, R.; Becerra, R. y Escobar, E. <i>Actividad Eruptiva Holocena en el Campo de calatrava (Volcán Columba, Ciudad Real, España)</i>	143
Grützner, C., Reicherter, K. y Silva, P.G. <i>Ground penetrating radar for paleoseismological and archeoseismological investigations: examples from southern Spain</i>	145
Gutiérrez, F., Bruhn R.L., McCalpin, J.P., Guerrero, J. y Lucha, P. <i>Geomorphological and paleoseismological investigations in a plate margin thrust. Ragged Mountain Fault (Southern Alaska)</i>	147
Gutiérrez, F., Masana, E., González, A., Guerrero, J. y Lucha, P. <i>Late Quaternary tectonic activity and paleoseismic evidence on the Munebrega half-graben (Iberian Chain, NE Spain)</i>	149
Insua Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., García-Mayordomo, J., Martín-García, F. y Capote, R. <i>Los abanicos aluviales del borde norte de la Sierra de Mijas (Cuenca de Málaga, Cordillera Bética Occidental)</i>	151
Jordá, J. y Cacho, C. <i>Procesos sedimentarios y actividad tectónica en el registro del Pleistoceno superior del Tossal de la Roca (Vall d'Alcalà, Alicante, España)</i>	153
Martínez-Díaz, J.J., Canora, C., Álvarez-Gómez, J.A., Capote, R., Tige, M., Béjar, M., Villamor, P., y Berryman, K. <i>Morfotectónica y Recurrencia paleosísmica de la Zona de Falla de El Salvador (seguimiento del Volcán San Vicente)</i>	155
Martínez-Díaz, J.J., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Béjar, M., Giner-Robles, J., Paredes, C., González-Casado, J.M. y de la Vega, R. <i>Rasgos morfológicos y tectónicos de una erupción volcánica histórica en Isla Decepción (Shetland del Sur)</i>	157
Pérez-López, R., Martínez-Díaz, J.J., Rodríguez-Pascua, M.A., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Bejar, M., Marcos-Nuez, A. y Calvo, J.P. <i>Colapsos cósmicos y paleosismicidad en la Sima de Benís (Cieza, SE España), asociados al terremoto de Mula ($m_b = 4,8$; VII MSK; 1999)</i>	159
Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner-Robles, J.L., Calvo, J.P., Garduño-Monroy, V.H., Israde-Alcantara, I. y Bischoff, J. <i>Calibración de la constante de difusión (K_0) aplicada en la datación estratigráfica de escarpes cósmicos: aplicación al terremoto de Laboras (Albacete, SE España)</i>	161
Poblete Piedrabuena, M. A., y Ruiz Fernández, J. <i>Revisión de la edad del volcanismo en la región volcánica central de España: evidencias geomorfológicas de actividad volcánica cuaternaria</i>	163
Reicherter, K., Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., Becker-Heidmann, P. y Sanz de Galdeano, C. <i>Paleoseismicity of the Ventas de Zafarraya Fault (Granada Basin, southern Spain)</i>	165
Rodríguez Batista, G., Pérez Torrado, F.J., Rodríguez Santana, A. y Rodríguez González, A. <i>Evolución geomorfológica de la Caldera de Pino Santo (Gran Canaria, Islas Canarias)</i>	167
Romero, C., Dóniz, J., García Cacho, L., Guillen, C. y Coello, E. <i>Nuevas evidencias acerca del origen hidromagmático del conjunto volcánico Caldera Blanca/Risco Quebrado (Lanzarote, Islas Canarias)</i>	169
Romero, C., Dóniz, J., García Cacho, L., Guillen, C. y Coello, E. <i>Los hornitos y coneletes de escorias del Echadero de los Camellos en Timanfaya: rasgos morfológicos y estructurales</i>	171
Silva, P.G., Bardají, T., Lario, J., Alfaro, P., Martínez-Díaz, J.J., Reicherter, K., Azañón, J.M., Feriche, M., Giménez García, J., Rodríguez Pascua, Pérez-López, R., Goy, J.L. y Zazo, C. <i>Efectos Geológicos en terremotos históricos e instrumentales en España y las Escalas de Intensidades</i>	173
Somoza, L.; Pinheiro, L.; Díaz del Río, V.; Medialdea, T.; Magalhaes, V.; González, F.J. y León, R. <i>Volcanes de fango, chimeneas y gases hidratos: manantiales de hidrocarburos naturales en el Golfo de Cádiz</i>	175

Simposio 1: Simposio sobre Registros ambientales y climáticos cuaternarios: palinología, paleoecología, secuencias litorales, lacustres y eólicas

Cabero, A., Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, Cl., Ghaleb, B., Dabrio, C., Lario, J., Bardají, T. y González-Delgado, J.A. <i>El registro del polvo sahariano en depósitos costeros de Fuerteventura - Canarias y Sal - Cabo Verde (Pleistoceno superior y Holoceno)</i>	179
Cearreta, A., Leorri, E., Solar, G., Monge-Ganuzas, M. y Iriarte, E. <i>Cambios del nivel del mar en el litoral cantábrico oriental: ¿Qué sabemos a partir del registro sedimentario estuarino?</i>	181
Coimbra, R., Rey, D., Mohamed, K., Álvarez-Iglesias, P., Vilas, F. y Frederichs, T. <i>Eventos de Heinrich reconocidos mediante parámetros magneto-mineralógicos en sedimentos del Pleistoceno superior del margen gallego</i>	183
Fernández-Mosquera D., Vidal-Romaní J.R., López-Cancelo L., Sanjurjo-Sánchez, J. y Granja, H. <i>Cronología por OSL del eólico costero y evolución del nivel del mar en el NW Ibérico durante el Cuaternario superior</i>	185
Galán, L.A., Vegas, J. y García-Cortés, A. <i>Caracterización de las propiedades físicas en registros lacustres mediante Geotek Multisensor Core Logger. Aplicación para el estudio paleoclimático del maar de Fuentillejo</i>	187
García-Blázquez, A.M., Luque, L., Zazo, C., Goy, J.L., Lario, J., Sánchez Moral, S., Dabrio, C.J. y Borja, F. <i>El registro de cambios climáticos holocenos a partir del análisis geoquímica: Río Palmones (Bahía de Algeciras)</i>	189

García-Cortés, A., Vegas, J., Granda, A., Galán, L. y Pérez-González, A. <i>Reconstrucción de la arquitectura lacustre cuaternaria del maar de Fuentillejo mediante tomografía eléctrica. Campo de Calatrava</i>	191
Garzón, G. y Potenciano, A. <i>Relación entre inundaciones históricas y períodos secos y húmedos. Aproximación a los patrones climáticos del centro-sur de la Península Ibérica por comparación con series temporales de precipitación</i>	193
Gil García, M.J., Ruiz Zapata, M.B., Mediavilla López, R., Domínguez-Castro, F., Santisteban, J.I. y Dabrio González, C.J. <i>Evolución climática y actividad antrópica durante los últimos 3.000 años en las Tablas de Daimiel</i>	195
Gómez, C., Ruiz, M.B., López-Sáez, J.A., Gil, M.J., Santisteban, J., Mediavilla, R. y Domínguez, F. <i>El paisaje vegetal durante el Holoceno reciente en el Macizo de Peñalara (Sierra de Guadarrama, Madrid)</i>	197
González-Mora, B., Sierro, F.J. y Flores, J.A. <i>Caracterización geoquímica de cambios paleoceanográficos en el Mar de Alborán durante los Estadios Isotópicos 6 y 7</i>	199
González-Ramón, A., Andreo, B., Ruiz-Bustos, A., Richards, D.A. <i>Consideraciones paleoclimáticas y paleohidrológicas a partir del relleno sedimentario de la Cueva del Cucú (Provincia de Almería)</i>	201
Goy, J.L., Zazo, C., Cabero, A., Mercier, N., Bardají, T., Soler, V., Silva, P.G. y Dabrio, C. <i>Inestabilidad climática y del nivel del mar durante el Óptimo del Último Interglacial (Eivissa-Formentera)</i>	203
Martín-Serrano, A., Vegas, J., García-Cortés, A., Granda, A., Galán, L., Rubio, F.M., García-Lobón, J.L., Ibarra, P.I., Pérez-González, A. y Gallardo-Millán, J.L. <i>Tipología de los maares del Campo de Calatrava mediante criterios geomorfológicos, geofísicos y sedimentarios de sus registros lacustres asociados</i>	205
Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P., Morellón, M., Rico, M., Mata, P., Jiménez-Sánchez, M. y Stoll, H. <i>El registro de alta resolución de la variabilidad climática y ambiental del Lago de Enol (Picos de Europa) desde la Última Deglaciación</i>	207
Muñoz- García, M.B., J. Martín-Chivelet, C. Rossi, D. C. Ford, H. P. Schwarcz <i>Reconstrucción del clima de alta montaña del norte de Palencia durante los últimos 6.000 años a partir de espeleotemas</i>	209
Pérez Martín, R., Reguera García, I., Sierro, F.J. y Flores, J.A. <i>Cambios en la asociación de foraminíferos bentónicos en el Mar de Alborán durante los últimos 130 ka</i>	211
Rico, M., Valero Garcés, B., Vega, J.C., Moreno, A., González Sampériz, P., Morellón, M. y Mata, P. <i>El Registro sedimentario del Lago de Sanabria desde la última deglaciación</i>	213
Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Abad, M., Ruiz, F., Nathan, R., Schwenninger, J.L., Finlayson, C., Finlayson, G. y Fa, D. <i>The Catalan bay cliff-front dune, Gibraltar: a late Pleistocene palaeoclimatic record in the Western Mediterranean</i>	215
Ruiz Zapata, M.B., Pérez-González, A., Panera, J., Dorado, M., Valdeolmillos, A., Gómez, C. y Gil García, M.J. <i>Nuevos datos en la reconstrucción del paisaje vegetal durante el Pleistoceno medio, en el entorno del río Jarama (secuencias MCH y FARG-I del yacimiento de Maresa, Madrid)</i>	217
Vegas, J., Ruiz-Zapata, B., Delgado, A. y Pérez-González, A. <i>Identificación de eventos estadiales e interestadiales mediante la caracterización sedimentológica, palinológica e isotópica del registro de la Laguna Grande (Sierra de Neila)</i>	219
Vegas, J., Ruiz-Zapata, B., Ortiz, J.E., García-Cortés, A., de Torres, T., Galán, L. y Pérez-González, A. <i>Análisis climático y ambiental del registro de la Laguna del maar de Fuentillejo durante el Pleistoceno superior y Holoceno (Campo de Calatrava, Ciudad Real)</i>	221

Simposio 2: Simposio sobre Cartografía Geológica y Geomorfológica del Cuaternario.

García Meléndez, E., Martín Alfageme, S., Ferre Juliá, M., Goy, J.L. y Zazo, C. <i>Integración de imágenes multiespectrales y sistemas de información geográfica en la cartografía geológica y geomorfológica del Cuaternario de la Cuenca de Huércal-Overa (Almería, SE España)</i>	225
Martín Banda, R., Martín-Serrano, A., Molina, E. y Cantano, M. <i>Cartografía del registro morfosedimentario cuaternario del Valle de los Yébenes (Montes de Toledo)</i>	227
Martínez-Graña, A.M., Goy, J.L. y Zazo, C. <i>Cartografía geomorfológica y patrimonio geológico cuaternario en la Ría de Arosa (Pontevedra - La Coruña, Galicia, España)</i>	229
Muñoz-Rojas, J. y Carrasco, R.M. <i>La información cartográfica en el análisis geomorfológico de la cuenca del río Bullaque (Ciudad Real)</i>	231
Rodríguez García, A., Cabrera Ferrero, A., González Menéndez, L. y Suárez Rodríguez, A. <i>Cartografía geomorfológica en el sector central de Asturias: aproximación a los mecanismos desencadenantes de movimientos en masa recientes</i>	233
Rodríguez García, A., Suárez Rodríguez, A., Cabrera Ferrero, A. y González Menéndez, L. <i>Nuevos mapas geomorfológicos y de procesos activos en el Noroeste de la Península Ibérica: Foz (Norte de Lugo)</i>	235

Índice por autores

Abad, M., Cáceres, L.M.; Rodríguez-Vidal, J.; Ruiz, F.; López-González, N.; Chamorro, S.; Bernal, D. y Ramos, J. <i>Rasgos morfológicos y bioerosivos en un alto nivel marino del Pleistoceno medio: el abrigo arqueológico de la Cabililla de Benzú (Ceuta)</i>	69
Acaso, E., Centeno, J. y Moya-Palomares, M.E. <i>Indicios de un glaciar de montera (ice field) en el Alto Gredos (Ávila)</i>	39
Adán, G.E., Cid, R.M ^a ., García, A., García, R., Ibáñez, C., Rodríguez, L., Arbizu, M., Carretero, J.M., Álvarez, D., y Palacios, X. <i>Madrebona: Los enterramientos tardoantiguos de la cueva de L'Alborá (Perlorá, Asturias)</i>	87
Adán, G.E., García, M., Álvarez-Laó, D., Arbizu, M. y Arsuaga, J.L. <i>La transición Paleolítico medio/superior en la Cueva del Conde (Santo Adriano, Asturias): el nivel 20^a</i>	89
Alcantara-Carrio, J.; Fontán, A.; Cóllega, L.; Álvarez, J.A.; Poveda, J.M. y Peña, M.A. <i>Determinación geofísica del espesor de arenas en la Reserva Dunar de Maspalomas, (Sur de Gran Canaria, Islas Canarias)</i>	71
Álvarez-Iglesias, P., Pérez-Arlucea, M. y Rubio, B. <i>Evolución de la zona intermareal de la Ensenada de San Simón (Ría de Vigo, NO España) durante el Holoceno</i>	67
Aranburu, A., Ortega, A.I., Iriarte, E., Dorado, M., Valdeolmillos, A., Ruiz Zapata, M.B. y Arsuaga, J.L. <i>Estratigrafía endokárstica pleistocena de la Sierra de Atapuerca (Burgos): datos geoambientales desde la Sala de los Ciclopes</i>	41
Azañón, J.M., Azor, A.; de Justo Alpañés, J.L.; Martín-Rosales, W.; Mateos, R. y Pérez-Peña, V. <i>Deslizamientos e inundaciones cuaternarias en la cuenca vertiente del río Darro: la génesis del Tajo de San Pedro (La Alhambra, Granada)</i>	13
Azañón, J.M., G. Booth-Rea, J.M. Martínez-Martínez, V. Pérez-Peña. <i>Actividad tectónica durante la época medieval y romana en la Cuenca de Granada (la Falla de la Malaha)</i>	131
Báez, S. y Pérez-González, A. <i>Patrones de aprovechamiento minero prehistórico del sílex de Casa Montero (Vicálvaro, Madrid)</i>	91
Barnolas, A., Perucha, M.A., Antón-López, L. y Sevillano, A. <i>Morfología sedimentaria relictas de los procesos fluviales y costeros recientes en el Delta del Ebro</i>	73
Barral, M.A., Recio, J.M., Serrano, I. y Borja, F. <i>Propuesta de clasificación de Facies de Tell urbano en el casco histórico de la Ciudad de Sevilla (SW España)</i>	93
Bartolomé, M., López Plaza, S., Alonso Gavilán, G. y Bécares Pérez, J. <i>Yacimiento calcolítico del Alto del Quemado (Salamanca y Ávila): procedencia de la industria lítica y su entorno geológico</i>	95
Becerra, R., Guillén, C. y Dóniz, J. <i>Erupción basáltica fisural al NE del volcán monogénico de Orchilla, El Hierro, Canarias. Caracteres geomorfológicos</i>	133
Benito, G., Grodek, T., Enzel, Y., Porat, N., Jacoby, J., Dahan, O., Van Langenhove, G., Seely, M. y Botero, B. <i>Hidrología de paleocrecidas en el río Kuiseb (Namibia) y sus implicaciones en la recarga de acuíferos</i>	15
Blanco, J.A.; Nespereira, J. Yenes, M. <i>Cartografía del entorno urbano de la ciudad de Salamanca e implicaciones en la evolución geomorfológica fluvial de la zona</i>	17
Borja, F. y Barral, M.A. <i>Aproximación a la evolución post-romana del sector occidental de la Vega Urbana de Sevilla</i>	97
Borja, F. y Borja, C. <i>Geoarqueología urbana de Sevilla. Evolución de la vaguada del arroyo Tagarete durante el Holoceno (llanura aluvial del Guadalquivir)</i>	99
Borja, F., Hunt M., Ubera, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Barral, M.A., Llergo López, Y. y Borja, C. <i>El registro Holoceno del estuario del Guadalquivir en el área de Sevilla: aproximación geoarqueológica</i>	101
Cabero, A., Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, Cl., Ghaleb, B., Dabrio, C., Lario, J., Bardají, T. y González-Delgado, J.A. <i>El registro del polvo sahariano en depósitos costeros de Fuerteventura - Canarias y Sal - Cabo Verde (Pleistoceno superior y Holoceno)</i>	179
Calmel-Ávila, M. <i>Tectónica activa y firmas morfológicas en el tramo medio de la fosa del río Guadalentín</i>	135
Carrasco, R.M. y Pedraza, J. <i>El glaciario de la Sierra de Béjar (Gredos Occidental): nuevas aportaciones</i>	43
Cearreta, A., Leorri, E., Solar, G., Monge-Ganuzas, M. y Iriarte, E. <i>Cambios del nivel del mar en el litoral cantábrico oriental: ¿Qué sabemos a partir del registro sedimentario estuarino?</i>	181
Coimbra, R., Rey, D., Mohamed, K., Álvarez-Iglesias, P., Vilas, F. y Frederichs, T. <i>Eventos de Heinrich reconocidos mediante parámetros magneto-mineralógicos en sedimentos del Pleistoceno superior del margen gallego</i>	183
De Vernal, A. <i>Sea-ice in the climate ocean system during the Late Quaternary</i>	7
Delgado, L. <i>Edades U/Th de los travertinos del Cuaternario reciente de la Cuenca de Tabernas, Almería (SE de España) y sus implicaciones en la evolución geodinámica y paleoambiental</i>	45
Díez, C., Navazo, M. y Alonso, R. <i>La gestión de los recursos en los asentamientos musterienses de la Ermita y Millán (Hortigüela, Burgos)</i>	103
Dóniz, J., Romero, C., Coello, E., Guillén, C., García-Cacho, L., García, A. y Sánchez, N. <i>Morfometría, morfología, tectónica y distribución espacial de los volcanes monogénicos del estratovolcán del Pico Viejo (Tenerife, España)</i>	137
Fernández Irigoyen, J. y Ruiz-Fernández, J. <i>Prospección arqueológica de las terrazas fluviales del río Sella. La industria lítica del Modo 2 del yacimiento al aire libre del Caxili (Parres, Oriente de Asturias)</i>	105
Fernández, P., Tejero, R., Rájado, M. y Babin, R. <i>Aplicación del análisis geomorfológico al estudio de la deformación en una zona intraplaca</i>	139
Fernández-Mosquera D., Vidal-Romaní J.R., López-Cancelo L., Sanjurjo-Sánchez, J. y Granja, H. <i>Cronología por OSL del eólico costero y evolución del nivel del mar en el NW Ibérico durante el Cuaternario superior</i>	185
Fernández-Puga, M.C., Fernández-Salas, L.M., Díaz del Río, V., Sanz, J.L., Sayago, M. y Palomino-Cantero, D. <i>Barras y ondulaciones holocenas en la plataforma continental de Tarragona (NE Península Ibérica)</i>	75
Galán, L.A., Vegas, J. y García-Cortés, A. <i>Caracterización de las propiedades físicas en registros lacustres mediante Geotek Multisensor Core Logger. Aplicación para el estudio paleoclimático del maar de Fuentillejo</i>	187

Galve, J.P., Gutiérrez, F., Bonachea, J., Remondo, J., Guerrero, J., Lucha P. y Cendrero, A. <i>Desarrollo y validación de modelos probabilísticos de susceptibilidad por dolinas en el karst evaporítico del Valle del Ebro</i>	47
García, M.S., Grau, E. y Ros, M.M. <i>Paisaje y gestión de los recursos vegetales en la costa de Mazarrón (Murcia) según el antracoanálisis de Punta de los Gavilanes</i>	107
García Meléndez, E., Martín Alfageme, S., Ferre Juliá, M., Goy, J.L. y Zazo, C. <i>Integración de imágenes multiespectrales y sistemas de información geográfica en la cartografía geológica y geomorfológica del Cuaternario de la Cuenca de Huércal-Overa (Almería, SE España)</i>	225
García Moreno, A. <i>Insolación y estacionalidad: la insolación como condicionante en los modelos de ocupación del territorio paleolíticos</i>	109
García-Blázquez, A.M., Luque, L., Zazo, C., Goy, J.L., Lario, J., Sánchez Moral, S., Dabrio, C.J. y Borja, F. <i>El registro de cambios climáticos holocenos a partir del análisis geoquímica: Río Palmones (Bahía de Algeciras)</i>	189
García-Cortés, A., Vegas, J., Granda, A., Galán, L. y Pérez-González, A. <i>Reconstrucción de la arquitectura lacustre cuaternaria del maar de Fuentillejo mediante tomografía eléctrica. Campo de Calatrava</i>	191
Garzón, G. y Garrote, J. <i>Morfoestructura de los grandes ríos ibéricos a partir de la generación de superficies polinómicas y su significado evolutivo</i>	19
Garzón, G. y Potenciano, A. <i>Relación entre inundaciones históricas y periodos secos y húmedos. Aproximación a los patrones climáticos del centro-sur de la Península Ibérica por comparación con series temporales de precipitación</i>	193
Gil García, M.J., Ruiz Zapata, M.B., Mediavilla López, R., Domínguez-Castro, F., Santisteban, J.I. y Dabrio González, C.J. <i>Evolución climática y actividad antrópica durante los últimos 3.000 años en las Tablas de Daimiel</i>	195
Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Uribelarrea, D., Béjar, M., Martínez-Díaz, J.J. y González-Casado, J.M. <i>Evolución espacial y temporal de la deformación cuaternaria en la Cuenca de Madrid</i>	141
Gómez, C., Ruiz, M.B., López-Sáez, J.A., Gil, M.J., Santisteban, J., Mediavilla, R. y Domínguez, F. <i>El paisaje vegetal durante el Holoceno reciente en el Macizo de Peñalara (Sierra de Guadarrama, Madrid)</i>	197
González, E.; Gosálvez, R.; Becerra, R. y Escobar, E. <i>Actividad Eruptiva Holocena en el Campo de calatrava (Volcán Columba, Ciudad Real, España)</i>	143
González-Mora, B., Sierro, F.J. y Flores, J.A. <i>Caracterización geoquímica de cambios paleoceanográficos en el Mar de Alborán durante los Estadios Isotópicos 6 y 7</i>	199
González-Ramón, A., Andreo, B., Ruiz-Bustos, A., Richards, D.A. <i>Consideraciones paleoclimáticas y paleohidrológicas a partir del relleno sedimentario de la Cueva del Cucú (Provincia de Almería)</i>	201
Goy, J.L., Zazo, C., Cabero, A., Mercier, N., Bardají, T., Soler, V., Silva, P.G. y Dabrio, C. <i>Inestabilidad climática y del nivel del mar durante el Óptimo del Último Interglacial (Eivissa-Formentera)</i>	203
Grützner, C., Reichert, K. y Silva, P.G. <i>Ground penetrating radar for paleoseismological and archeoseismological investigations: examples from southern Spain</i>	145
Gutiérrez, F., Bruhn R.L., McCalpin, J.P., Guerrero, J. y Lucha, P. <i>Geomorphological and paleoseismological investigations in a plate margin thrust. Ragged Mountain Fault (Southern Alaska)</i>	147
Gutiérrez, F., Masana, E., González, A., Guerrero, J. y Lucha, P. <i>Late Quaternary tectonic activity and paleoseismic evidence on the Munebrega half-graben (Iberian Chain, NE Spain)</i>	149
Hillaire-Marcel, C. <i>Las inestabilidades de la circulación termohalina del Atlántico Norte: lecciones del pasado</i>	9
Insua Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., García-Mayordomo, J., Martín-García, F. y Capote, R. <i>Los abanicos aluviales del borde norte de la Sierra de Mijas (Cuenca de Málaga, Cordillera Bética Occidental)</i>	151
Jiménez-Sánchez, M., Ruiz Zapata, B., Gil, M.J., Camino, J., Estrada, R., Viniestra, Y., Martos, E. y Domínguez Cuesta, M. J. <i>Geoarqueología en la Cordillera Cantábrica: primeros datos paleoambientales del campamento romano de la Vía Carisa (Asturias, Noroeste de España)</i>	111
Jordá Pardo, J.F., Baena Preysler, J., García-Guinea, J., Carral González, P., Correcher Delgado, V., Sánchez-Muñoz, L. y Yravedra Sainz de los Terreros, J. <i>El registro sedimentario pleistoceno de la Cueva del Esquilleu (Picos de Europa, Norte de España): una visión geoarqueológica</i>	113
Jordá, J. y Cacho, C. <i>Procesos sedimentarios y actividad tectónica en el registro del Pleistoceno superior del Tossal de la Roca (Vall d'Alcalà, Alicante, España)</i>	153
López, M., Silva, P.G., Alcalde, R., Cuartero, F., Expósito, A., Lázaro, A., González, F.M., Manzano, I., Martín, D., del Moral, B., Morín, J., Sánchez, F., Simón, G. y Tapias, F. <i>Los yacimientos paleolíticos del 12 de octubre y Villaverde-Barrio de Butarque (Madrid) y su contextualización geológica en el Valle Inferior del Río Manzanares</i>	115
Luzón, A., Pérez, A., Soriano, M.A. y Pocoví, A. <i>Relleno sedimentario de paleodolinas pleistocenas en la cuenca del Ebro (España): evidencias de deformación sinsedimentaria</i>	49
Martín Banda, R., Martín-Serrano, A., Molina, E. y Cantano, M. <i>Cartografía del registro morfosedimentario cuaternario del Valle de los Yébenes (Montes de Toledo)</i>	227
Martínez-Díaz, J.J., Canora, C., Álvarez-Gómez, J.A., Capote, R., Tige, M., Béjar, M., Villamor, P., y Berryman, K. <i>Morfotectónica y Recurrencia paleosísmica de la Zona de Falla de El Salvador (seguimiento del Volcán San Vicente)</i>	155
Martínez-Díaz, J.J., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Béjar, M., Giner-Robles, J., Paredes, C., González-Casado, J.M. y de la Vega, R. <i>Rasgos morfológicos y tectónicos de una erupción volcánica histórica en Isla Decepción (Shetland del Sur)</i>	157
Martínez-Graña, A.M., Goy, J.L. y Zazo, C. <i>Cartografía geomorfológica y patrimonio geológico cuaternario en la Ría de Arosa (Pontevedra - La Coruña, Galicia, España)</i>	229
Martin-Gracia, R., Alonso-Zarza, A.M., Martín-Perez, C. <i>La diagénesis en los espeleotemas de la Cueva de Castañar de Ibor (Cáceres): un ejemplo reciente de diagénesis subaérea</i>	51
Martín-Serrano, A., Vegas, J., García-Cortés, A., Granda, A., Galán, L., Rubio, F.M., García-Lobón, J.L., Ibarra, P.I., Pérez-González, A. y Gallardo-Millán, J.L. <i>Tipología de los maares del Campo de Calatrava mediante criterios geomorfológicos, geofísicos y sedimentarios de sus registros lacustres asociados</i>	205
Mateos, R.M. y Azañón, J.M. <i>Dinámica de ladera en la vertiente costera de la Sierra de Tramontana de la Isla de Mallorca desde el Pleistoceno superior</i>	21
Mediato, J.F., Santisteban, J.I., Mediavilla, R. y Dabrio, C.J. <i>Sedimentación y variaciones del nivel del mar en la costa de Castellón durante el Holoceno</i>	77

Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P., Morellón, M., Rico, M., Mata, P., Jiménez-Sánchez, M. y Stoll, H. <i>El registro de alta resolución de la variabilidad climática y ambiental del Lago de Enol (Picos de Europa) desde la Última Deglaciación</i>	207
Muñoz- García, M.B., J. Martín-Chivelet, C. Rossi, D. C. Ford, H. P. Schwarcz <i>Reconstrucción del clima de alta montaña del norte de Palencia durante los últimos 6.000 años a partir de espeleotemas</i>	209
Muñoz-Rojas, J. y Carrasco, R.M. <i>La información cartográfica en el análisis geomorfológico de la cuenca del río Bullaque (Ciudad Real)</i>	231
Murelaga, X., Bailon, S., Castaños, P., López Quintana, J.C., Guenaga Lizasu, A., Sáez de Lafuente, X. y Zubeldia, H. <i>La fauna de vertebrados del dolmen de Errekatxuetako Atxa (Holoceno) (Zeanuri, Bizkaia)</i>	53
Niembro, M.C., Jiménez-Sánchez, M. y Adán, G.E. <i>Geoarqueología en monasterios medievales: San Salvador de Cornellana (Asturias, Noroeste de España)</i>	117
Ortega, J.A. y Garzón, G. <i>Significado de las inundaciones en la cuenca del río Guadiana en relación con mecanismos climáticos y su variabilidad y la influencia de los cambios recientes en el clima</i>	23
Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J., Weber, O., Jouanneau, J.M., Martín- Rubio, M. y Murelaga, X. <i>Foraminíferos bentónicos y ambientes deposicionales holocenos en la marisma de Busturia (Reserva de la Biosfera de Urdaibai, Costa vasca)</i>	79
Peña, J.L., de Dapper, M., Constante, A., de Vliegheer, B. y Pavlopoulos, K. <i>Paisajes kársticos de la región central de la Isla de Eubea (Grecia)</i>	55
Pérez Martín, R., Reguera García, I., Sierro, F.J. y Flores, J.A. <i>Cambios en la asociación de foraminíferos bentónicos en el Mar de Alborán durante los últimos 130 ka</i>	211
Pérez-López, R., Martínez-Díaz, J.J., Rodríguez-Pascua, M.A., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Bejar, M., Marcos-Nuez, A. y Calvo, J.P. <i>Colapsos cosísmicos y paleosismicidad en la Sima de Benís (Cieza, SE España), asociados al terremoto de Mula ($m_b = 4,8$; VII MSK; 1999)</i>	159
Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner-Robles, J.L., Calvo, J.P., Garduño-Monroy, V.H., Israde-Alcantara, I. y Bischoff, J. <i>Calibración de la constante de difusión (K_0) aplicada en la datación estratigráfica de escarpes cosísmicos: aplicación al terremoto de Laboras (Albacete, SE España)</i>	161
Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Azor, A. y González-Lodeiro, F. <i>Análisis de la erosión diferencial producida en las sub-cuencas de Guadix y Baza a partir de la reconstrucción del relieve en el Pleistoceno superior</i>	25
Poblete Piedrabuena, M. A., y Ruiz Fernández, J. <i>Revisión de la edad del volcanismo en la región volcánica central de España: evidencias geomorfológicas de actividad volcánica cuaternaria</i>	163
Polo Díaz, A. y Fernández Eraso, J. <i>Aportaciones de la micromorfología a la determinación de los rediles prehistóricos en el Alto Valle del Ebro: el caso del Neolítico de los Husos II (El Villar, Álava)</i>	119
Reicherter, K., Jabaloy, A., Galindo-Zaldivar, J., Becker-Heidmann, P. y Sanz de Galdeano, C. <i>Paleoseismicity of the Ventas de Zafarraya Fault (Granada Basin, southern Spain)</i>	165
Rico, M., Valero Garcés, B., Vega, J.C., Moreno, A., González Sampériz, P., Morellón, M. y Mata, P. <i>El Registro sedimentario del Lago de Sanabria desde la última deglaciación</i>	213
Rodríguez Batista, G., Pérez Torrado, F.J., Rodríguez Santana, A. y Rodríguez González, A. <i>Evolución geomorfológica de la Caldera de Pino Santo (Gran Canaria, Islas Canarias)</i>	167
Rodríguez García, A., Cabrera Ferrero, A., González Menéndez, L. y Suárez Rodríguez, A. <i>Cartografía geomorfológica en el sector central de Asturias: aproximación a los mecanismos desencadenantes de movimientos en masa recientes</i>	233
Rodríguez García, A., Suárez Rodríguez, A., Cabrera Ferrero, A. y González Menéndez, L. <i>Nuevos mapas geomorfológicos y de procesos activos en el Noroeste de la Península Ibérica: Foz (Norte de Lugo)</i>	235
Rodríguez, X.P., Fábregas, R., Lazuén, T., de Lombera, A., Pérez, A., Peña, J.A., Rodríguez, C., Terrallidos, M., Ameijenda, A. y Doporto, A. <i>La depresión de Monforte de Lemos (Lugo, Galicia). Yacimientos paleolíticos inéditos en el noroeste Peninsular</i>	121
Rodríguez-Vidal, J. <i>Los modelados litorales como instrumento de correlación regional en las costas del Estrecho de Gibraltar</i>	81
Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Abad, M., Ruiz, F., Nathan, R., Schwenninger, J.L., Finlayson, C., Finlayson, G. y Fa, D. <i>The Catalan bay cliff-front dune, Gibraltar: a late Pleistocene palaeoclimatic record in the Western Mediterranean</i>	215
Romero, C., Dóniz, J., García Cacho, L., Guillen, C. y Coello, E. <i>Nuevas evidencias acerca del origen hidromagmático del conjunto volcánico Caldera Blanca/Risco Quebrado (Lanzarote, Islas Canarias)</i>	169
Romero, C., Dóniz, J., García Cacho, L., Guillen, C. y Coello, E. <i>Los hornitos y coneletes de escorias del Echadero de los Camellos en Timanfaya: rasgos morfológicos y estructurales</i>	171
Rubio Fernández, V., Peña Monné, J.L.; Longares Alardeen, L.A. y Galán Saulnier, A. <i>La dinámica actual del Bajo Río Gállego (Depresión del Ebro) y la influencia del sustrato cuaternario</i>	237
Ruiz Fernández, J. y Poblete Piedrabuena, M.A. <i>Características hidrodinámicas y sedimentológicas de la cuenca alta del río Cares durante el Cuaternario (Picos de Europa, NW de España)</i>	27
Ruiz Zapata, M.B., Pérez-González, A., Panera, J., Dorado, M., Valdeolmillos, A., Gómez, C. y Gil García, M.J. <i>Nuevos datos en la reconstrucción del paisaje vegetal durante el Pleistoceno medio, en el entorno del río Jarama (secuencias MCH y FARG-I del yacimiento de Maresa, Madrid)</i>	217
Sánchez-Moral, S., Cañaveras, J.C., Lario, J., Cuezva, S., Silva, P.G., de la Rasilla, M. y Fortea, J. <i>Caracterización del relleno sedimentario de la galería del osario (Cueva de El Sidrón, Asturias, España)</i>	123
Sancho, C., Peña, J.L., Benito, G., Lewis, C., McDonald, E. y Rhodes, E. <i>Datos cronológicos del sistema de terrazas Pleistoceno medio-superior en la Cuenca del Río Gállego (Pirineos, Depresión del Ebro)</i>	29
Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E., Rhodes, E., Puedo, E.L. y Gosse, J. <i>Cronología del sistema de terrazas cuaternarias en la Cuenca del Río Cinca (Pirineos y Depresión del Ebro)</i>	31
Sancho, C., Rhodes, E., Peña, J.L., Muñoz, A., McDonald, E., Benito, G. y Longares, L.A. <i>Cronología del registro aluvial Pleistoceno superior-Holoceno de la depresión de la Bardená Blanca (Navarra)</i>	33
Silva, P.G., Bardají, T., Lario, J., Alfaro, P., Martínez-Díaz, J.J., Reicherter, K., Azañón, J.M., Feriche,, M., Giménez García, J., Rodríguez Pascua, Pérez-López, R., Goy, J.L. y Zazo, C. <i>Efectos Geológicos en terremotos históricos e instrumentales en España y las Escalas de Intensidades</i>	173
Somoza, L.; Pinheiro, L.; Díaz del Río, V.; Medialdea, T.; Magalhaes, V.; González, F.J. y León, R. <i>Volcanes de fango, chimeneas y gases hidratos: manantiales de hidrocarburos naturales en el Golfo de Cádiz</i>	175
Tanarro, L.M. y J. Muñoz Jiménez. <i>El sistema de terrazas modelado por el río Duratón y afluentes en la subfosa terciaria de Sepúlveda-Ayllón (Segovia)</i>	35

Tapias Gómez, F., Dorado Pilar, J.A. y Gorosarri Rodríguez, J. <i>Ambientes y secuencias de depósitos cuaternarios asociados al valle del antiguo Arroyo Abroñigal (Cuenca del Manzanares, Madrid)</i>	125
Turu, V., Peña-Monné, J.L., Ros, X., Martí-Bono, C. y Constante-Orrios, A. <i>Prospección geofísica y geomecánica de la ribera de Biescas (Pirineos Centrales): estructura del relleno sedimentario del fondo del valle glaciar</i>	57
Turu, V., Serrano, E., Ros, X. y González-Trueba, J.J. <i>Prospección geofísica y geomecánica del valle del Trueba (Cordillera Cantábrica): estructura del relleno sedimentario del fondo del valle glaciar</i>	59
Usera, J., Alberola, C. y Brito, J.M. <i>Foraminíferos holocenos de tres sondeos de la Albufera de Valencia (Valencia, España)</i>	83
Uzquiano, P., Arbizu, M., Arsuaga, J.L. y Adán, G.E. <i>Resultados antracoanalíticos de la Cueva de El Conde (Asturias): niveles de transición paleolítico medio/superior</i>	127
Vegas, J., Ruiz-Zapata, B., Delgado, A. y Pérez-González, A. <i>Identificación de eventos estadiales e interestadiales mediante la caracterización sedimentológica, palinológica e isotópica del registro de la Laguna Grande (Sierra de Neila)</i>	219
Vegas, J., Ruiz-Zapata, B., Ortiz, J.E., García-Cortés, A., de Torres, T., Galán, L. y Pérez-González, A. <i>Análisis climático y ambiental del registro de la Laguna del maar de Fuentillejo durante el Pleistoceno superior y Holoceno (Campo de Calatrava, Ciudad Real)</i>	221
Vidal-Romani, J.R., De Uña Álvarez, E., Fernández-Mosquera, D., Carignano, C. y Sanjurjo-Sánchez, J. <i>Procesos de alteración y generación del relieve en la Pampa de Achala (Sierra Grande de Córdoba, República Argentina)</i>	61
Zubeldia, H., Murelaga, X., Bailon, S., Aguirre, M. y Sáez de Lafuente, X. <i>Microvertebrados del Pleistoceno superior del yacimiento de Antoliñako Koba (Gautegiz-Arteaga, Bizkaia)</i>	63